Geologie des Sarnersee-Gebietes

(Kt. Obwalden)

Mit 2 Tafeln (I und II) und 10 Textfiguren

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Felix Bentz

aus Basel

Basel, Frühjahr 1948

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie., AG.
Basel

Geologie des Sarnersee-Gebietes

(Kt. Obwalden)

Mit 2 Tafeln (I und II) und 10 Textfiguren

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Felix Bentz

aus Basel

Basel, Frühjahr 1948

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie., AG.
Basel

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

auf Antrag der Herren Professoren L. VONDERSCHMITT und M. REICHEL

Basel, den 27. April 1948

Prof. *M. Fierz*, Dekan

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Sonderabdruck aus
ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE
Vol. 41, Nr. 1, 1948

Geologie des Sarnersee-Gebietes

(Kt. Obwalden)

Von **Felix Bentz**, Basel

Mit 2 Tafeln (I & II) und 10 Textfiguren

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 4

Topographischer Überblick und geologische Gliederung 4

Stratigraphie. 6

A. Die Kreide-Serie der Drusberg-Decke 6

I. Untere Kreide. 7

Oberer Kieselkalk 7
Die Altmannschichten 7
Die Drusbergschichten 7
Schrattenkalk und Orbitolinenschichten 8

Der Gault s. l. 10

Der Fossilhorizont des Luitere-Zugs 12
Die Luitereschichten 12
Die Brisischichten 13

II. Mittlere Kreide 14

Grüngesteine des Albien 14

Zusammenfassende Betrachtung des Gault s. l. 15

Die Lochwaldschicht 15

Die Seewerschichten 16

Der Seewerkalk 16
Die „konglomeratische" Seewerkalkfazies. 17
Die Seewerschiefer. 18

Zusammenfassende Betrachtung der Seewerschichten 18

III. Obere Kreide 20

Die Amdenerschichten 20
Die Wangschichten 21

Das Auskeilen der Wangschichten 24

Seite

B. Das helvetische Tertiär 25
Historischer Überblick 25
Alter und Gliederung 26

I. Das Eocaen der Bürgenstock-Decke 28
a) Das Eocaen am Ramersberg–Landenberg 28
b) Das Eocaen bei Voribach–Wolfgrube 28

Vergleichende Zusammenfassung 29

II. Das Eocaen der Drusberg-Decke 31
a) Transgressiv auf Amdenerschichten 31
Detailprofile:
A. Der eocaene Mantel des Hohbruckgewölbes 31
B. Die Schuppenzonen von Sachseln und Kerns 33
Lithologische Beschreibung:
1. Assilinengrünsand 35
2. Nummulitenkalk 36
3. Nummulitengrünsand 37
4. Pectinitenschiefer 37
5. Quarzsandstein 37
6. Stadschiefer 38
b) Transgressiv auf Wangschichten 38
1. Lithothamnienkalk 38
2. Sandige Schiefer 39
3. Quarzsandstein 39
4. Globigerinen-Fleckenmergel 39

Zusammenfassende Betrachtung des helvetischen Tertiärs 39

C. Die Obwaldner Flyschmasse 44
Historischer Überblick und Gliederung 44

1. Obereocaener Flysch 45
Detailprofile:
I. Dorfbach bei Sachseln 46
II. Ettisriederbach 46
III. Wiedenbach 48
a) Der Wildflysch s. str. 49
1. Sandsteine 50
2. Polygene Breccien 50
3. Wangschichten 50
4. Leimernschichten 51
5. Alberese 51
6. Radiolarienkalke 52
7. Fleckenkalke und -mergel 52
Das Alter des Wildflyschs s. str. 52
b) Fleckenmergel und Sandsteine 53
1. Globigerinen-Fleckenmergel 53
2. Grobe Sandsteine 54
Das Alter der Fleckenmergel und Sandsteine 54
Die tektonischen Schürflinge 54

Seite

2. Schlierenflysch 55

D. Das Quartär:

1. Moränen 57
2. Bergstürze und Blockschutt 58
3. Bergschlipfe und Sackungen 58
4. Grosse, im Schichtverband abgerutschte Massen 59
5. Bachschuttkegel 59
6. Quellen 60
7. Tuffe 60
8. Moorbildungen 60

Tektonik

I. Die Drusberg-Decke 61

1. Die Stirnfalten der Drusberg-Decke 61
Brüche 65
2. Die Wangschichten von Obstocken–Kl. Melchtal 66
3. Die Nummulitenkalk-Schuppenzone von Sachseln–Kerns 67
a) Der Aufbau der Schuppenzone 67
b) Das Problem der Schuppenbildung als Ganzes 68

II. Die Bürgenstock-Decke 69

1. Die Gegend von Voribach–Wolfgrube 69
2. Das Gewölbe von Ramersberg–Landenberg 70

III. Die Obwaldner Flyschmasse 70

1. Obereocaener Flysch 70
a) Die Sachsler Flyschmulde 70
b) Flysch verschuppt mit den Nummulitenkalken der Zone Sachseln–Kerns . . 71
c) Flysch als Unterlage des Schlierenflyschs 72
2. Der Schlierenflysch 72

Zusammenfassung 73

Literaturverzeichnis 75

Verzeichnis der Textfiguren.

Fig. 1. Schematisches Übersichtsprofil durch das Sarnersee-Gebiet 5
Fig. 2. Stratigraphische Profile des Barrémien und untern Aptien der Sachsler Berge . . 8
Fig. 3. Die faziellen Veränderungen des Gault s. l. in den Sachsler Bergen 11
Fig. 4. Profil im Zollhausbächlein bei Ennetstocken 23
Fig. 5. Profil des Nummulitenkalkes im N-Schenkel des Hohbruckgewölbes bei Loh . . 31
Fig. 6. Profil des Nummulitenkalkes im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes bei Untermatt 32
Fig. 7. Profil durch die Nummulitenkalk-Mulde bei Flüeli in der Schuppenzone von Sachseln 33
Fig. 8. Profil durch die Nummulitenkalk-Schuppen von Wisserlen in der Schuppenzone von Kerns 34
Fig. 9. Lithologische Profile der Nummulitenkalkriffe des Muetterschwandenbergs, des Hohbruckgewölbes, der Schuppenzonen von Sachseln und Kerns sowie des Gebietes von Obstocken, zusammengestellt nach ihrer vermutlichen Zusammengehörigkeit 40
Fig. 10. Detailprofile durch die Sachsler Flyschmulde 47

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel I. Fig. 1. Geologische Karte des Sarnersee-Gebietes, 1 : 25000.
Fig. 2. Tektonische Übersichtsskizze des Sarnersee-Gebietes, 1 : 200000.
Tafel II. Fig. 1. Geologische Profile durch das Sarnersee-Gebiet, 1 : 25000.
Fig. 2. Detailkarte der Schlucht der Grossen Melchaa E von Flüeli, 1 : 5000.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. L. Vonderschmitt. Bei einer Neukartierung der NW-Ecke von Blatt Sachseln im Maßstab 1:10000 sollten neben Stratigraphie und Tektonik der Drusberg-Decke hauptsächlich die Nummulitenkalk-Schuppenzone Sachseln–Kerns und der Flysch berücksichtigt werden. Zur Verfolgung dieser Probleme mussten meine Untersuchungen im folgenden vor allem in NE-Richtung auf Blatt Alpnach ausgedehnt werden. Die geologischen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1945—1947 durchgeführt. Die Ausarbeitung der Resultate erfolgte im geologischen Institut in Basel.

Mein Dank gebührt in erster Linie meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. L. Vonderschmitt, der mich in die Probleme des Helvetikums und des Flyschs der Zentralschweiz einführte und der mich während der Feldaufnahmen und bei der Ausarbeitung stets bereitwillig mit Rat und Tat unterstützte.

Sodann danke ich Herrn Prof. M. Reichel, der meine mikropaläontologischen Untersuchungen stets mit grossem Interesse förderte.

Ausserdem bin ich zu grossem Dank verpflichtet Herrn Prof. A. Buxtorf, der mir bereitwilligst seine Kartierungen der Gegend von Kerns zur Verfügung stellte und auch sonst an meiner Arbeit regen Anteil nahm. Herr Prof. W. Leupold in Zürich und Herr Dr. J. Schumacher in Bern gewährten mir in zuvorkommender Weise Einblick in ihre Untersuchungen über die Nummulitenkalke der Schuppenzone Sachseln–Kerns und Herr Prof. J. Cadisch in Bern stellte mir eine unveröffentliche Kartierung von W. Zimmermann zur Verfügung. Auch ihnen mein bester Dank.

Viel Anregung empfing ich immer wieder von meinen Studienkollegen M. Furrer, P. Soder und H. Schaub, wobei letzterer mir freundlicherweise bei der Bestimmung der Nummuliten behilflich war. Ihnen, sowie meinen übrigen Studienkameraden, die mich auf manchen Exkursionen begleiteten, sei mein bester Dank ausgesprochen.

Durchführung und Druck dieser Arbeit wurde mir nur ermöglicht durch die finanzielle Hilfe meines Onkels E. J. F. Müller, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danken möchte.

Topographischer Überblick und geologische Gliederung.

Unser Untersuchungsgebiet erstreckt sich in der Gegend des Sarnersees von Wisserlen–Kerns im N bis nach Giswil im S, von der Schwendi im W bis zum Sachsler Schafberg im E (vgl. geologische Karte, Tafel I, Fig. 1). Dieses Gebiet kommt in der NW-Ecke des Blattes „Sachseln" 1:50000 (Nr. 389 des Siegfried-Atlas der Schweiz) und auf dem südlichen Teil von Blatt „Alpnach" 1:50000 (Nr. 379 bis) zur Darstellung. Sämtliche Ortsangaben beziehen sich im folgenden auf diese beiden Kartenblätter.

Für die geologischen Feldaufnahmen konnten die auf photogrammetrischer Basis erstellten Neuaufnahmen der Landestopographie im Maßstab 1:10000 benützt werden. Höhenangaben beziehen sich im folgenden auf diese neueren Vermessungen[1]).

[1]) Horizont „Pierre du Niton" 373,60 m, neuer Wert. Die neuen Werte liegen also 3,26 m tiefer als die alten, die auf den Siegfried-Blättern Nr. 389 und 379bis angegeben sind.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der helvetischen Kalkalpen, und zwar grösstenteils in der Deckenmulde, die sich zwischen der Randkette im N und der Kreidestirne der im S folgenden helvetischen Hauptdecke ausdehnt.

Wir können drei grosse tektonische Elemente unterscheiden, die sich von SE nach NW etwa folgendermassen anordnen (vgl. Fig. 1):

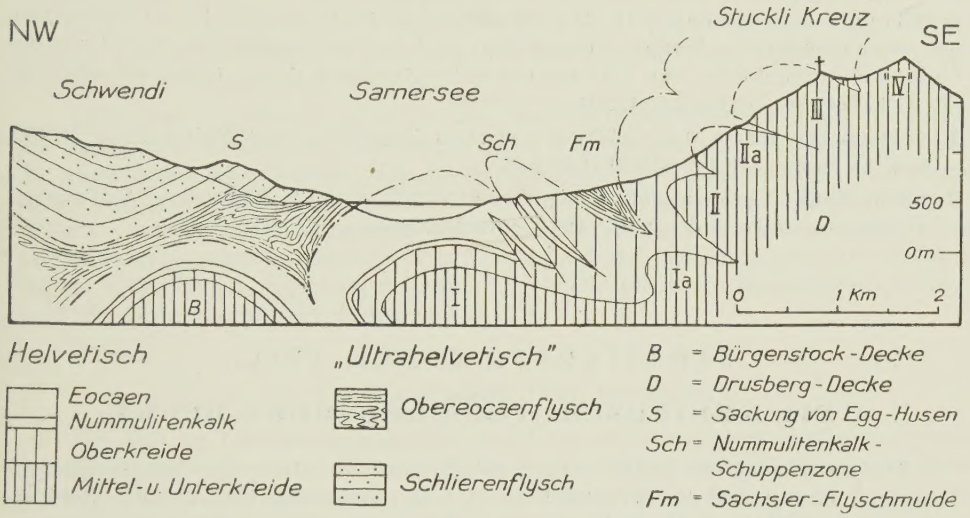


Fig. 1. Schematisches Übersichtsprofil durch das Sarnersee-Gebiet.

I. Die Drusberg-Decke, vertreten durch:
   1. Die Kreidefalten, welche die Sachslerberge bilden (Ia–"IV" auf Fig. 1).
   2. Das Hohbruckgewölbe*) (I auf Fig. 1) zwischen Sachseln und Kerns mit der dazugehörigen tertiären Schuppenzone (Sch auf Fig. 1).

II. Die Bürgenstock-Decke; hiezu gehören die Kreide- und Tertiärbildungen W und E von Sarnen (am Ramersberg und bei Wolfgrube).

III. Die Obwaldner Flyschmasse.

Wir zählen dazu:

   1. Den obereocaenen Flysch, welcher sich in folgenden Vorkommen feststellen lässt:
      a) entlang der Drusberg-Deckenstirne (Sachsler-Flyschmulde),
      b) verschuppt mit den Nummulitenkalken der Zone Sachseln–Kerns und
      c) als Unterlage des Schlierenflyschs N von Sarnen.
   2. Den Schlierenflysch, der sich im Gebiet W des Sarnersees ausbreitet.

Diese tektonische Gliederung tritt in der Morphologie des Gebietes deutlich hervor: Der Sarnersee liegt in einer Depression, die vorwiegend aus weichen Tertiär- und Flyschgesteinen besteht. Die im SE aufsteigenden Bergrücken werden aus den harten Kreidegesteinen der Drusberg-Decke gebildet, die Hügelzüge im NW des Sees von den Sandsteinmassen des Schlierenflyschs. Diesen Umständen

*) Hohbruckgewölbe benannt nach der Hohen Brücke über die Melchaa-Schlucht.

passte sich auch der Gletscher weitgehend an, der während der Eiszeit als Arm des Aaregletschers über den Brünig bis zum Vierwaldstättersee vordrang. Er schuf durch seine schürfende und übertiefende Aktivität das breite Tal mit den Seen (Lungern-, Sarner- und Alpnachersee) und auch viele der morphologischen Einzelheiten, die heute das Bild dieser Gegend so wesentlich beeinflussen.

Eine Besprechung früherer Arbeiten über das Untersuchungsgebiet findet jeweils im Zusammenhang mit den einzelnen Abschnitten statt. Es sei hier jedoch auf zwei geologische Karten hingewiesen, auf welchen schon einzelne Teile des Untersuchungsgebietes zur Darstellung gelangten und deren Gebrauch sich bei der Lektüre des Textes empfiehlt:

1. Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen 1:50000, von P. Arbenz 1905—1909 (Lit. 63).
2. Geologische Vierwaldstätterseekarte 1:50000, von A. Buxtorf, A. Tobler, G. Niethammer usw. 1896—1912, und Profilserie (Lit. 64).

STRATIGRAPHISCHER TEIL.

A. DIE KREIDESERIE DER DRUSBERG-DECKE.

Die nachfolgenden Ausführungen setzen eine Kenntnis der allgemeinen tektonischen Grundzüge der Kreidefalten im Untersuchungsgebiet voraus. Wir verweisen dafür auf die geologischen Profile (Taf. II, Fig. 1) und die Beschreibungen auf p. 61 ff.

Die Kreide der Sachslerberge umfasst die Serie vom Kieselkalk (Hauterivien) bis zu den Wangschichten (Maestrichtien). Ein allgemeines Überhandnehmen von Mergelfazies und eine damit verbundene Armut an Fossilien erschweren die Gliederung dieser Kreidestufen im Untersuchungsgebiet ausserordentlich. Eine Unterteilung konnte oft nur an Hand von Vergleichen mit den im NE und SW angrenzenden Gebieten vorgenommen werden. Wertvolle Hilfe leisteten dabei die Arbeiten und Sammlungen von H. J. Fichter (Bauen–Brisengegend, Lit. 22) und L. Vonderschmitt (Giswiler Gegend, Lit. 59), sowie die Untersuchungen von D. Staeger (Wylerhorn, Lit. 52) und H. Bolli (Lit. 11). An Hand dieses Materials, sowie zahlreicher Dünnschliff-Vergleiche wurde die Kreide des Untersuchungsgebietes folgendermassen gegliedert:

III. Obere Kreide	Wangschichten	
	Amdenerschichten	
II. Mittlere Kreide	Seewerschiefer	
	Seewerkalk	
	Lochwaldschicht	
I. Untere Kreide	Grüngesteine des Albien	Gault s. l.
	Brisischichten	Gault s. l.
	Luitereschichten	Gault s. l.
	Fossilhorizont des Luitere Zugs	Gault s. l.
	Schrattenkalk und Orbitolinenschichten	
	Drusbergschichten	
	Altmannschichten	
	Oberer Kieselkalk	

I. UNTERE KREIDE.

Oberer Kieselkalk (Hauterivien).

Von der mächtigen Serie des Hauterivien-Kieselkalkes, der die Kerne der grossen Falten II und III bildet, haben wir im Untersuchungsgebiet nur die obersten Partien — den obern Kieselkalk — aufgeschlossen. Dieser bildet vor allem die Kämme des Arnigrats, tritt aber auch an dessen Flanken dort zu Tage, wo die untern Falten von tiefeingegrabenen Bächen angeschnitten werden (z. B. Gr. Melchtal, Dorfbach-Kessel usw.).

Der obere Kieselkalk ist wie in den Nachbargebieten ausgebildet, als grauer bis blaugrauer, kieselig bis feinspätiger Kalk mit hellbrauner Verwitterungsrinde. Im allgemeinen ist er dünnbankig, kann aber gegen oben eine knollige Ausbildung annehmen (z. B. linksufriges Melchtalsträsslein). Eine eigentliche „Echinodermenbreccie", wie sie als Abschluss des obern Kieselkalkes in den östlich angrenzenden Gebieten vorhanden ist, konnte nicht beobachtet werden, doch sind die obersten Bänke grobspätig und massig gebankt. Die Mächtigkeit des Kieselkalkes beträgt nach P. Arbenz schätzungsweise 450 m (Lit. 7, p. 695).

Die Altmannschichten (Unt. Barrémien).

Sie sind im Untersuchungsgebiet weder fossilführend noch markant in ihrer Ausbildung, sondern stellen lediglich den mehr oder weniger glaukonitreichen Übergang zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten dar. Sie sind dementsprechend im untern Teil kieselig, im obern eher mergelig-schiefrig ausgebildet. Die Mächtigkeit der glaukonitführenden Zone schwankt von 2—3 m (Falte III) bis zu ca. 10 m (Falte II, linksufriges Melchtalsträsslein). An dieser Stelle finden wir auch verschiedentlich Pyrit eingeschlossen, oft in nussgrossen Linsen.

Die Drusbergschichten (Barrémien).

Die Drusbergschichten bilden mit ihrer eintönigen Folge von Mergeln und Kalken eines der mächtigsten Schichtglieder des Untersuchungsgebietes. So kann man im Gr. Melchtal (Falte II) ca. 150 m, bei der Stockalp (Falte „IV") ca. 250—300 m Mächtigkeit feststellen. Im Kl. Melchtal (Falte IIa) scheinen sie sogar noch mächtiger zu sein, genaue Angaben werden jedoch durch die tektonischen Verhältnisse verunmöglicht.

Gegen unten sind die Drusbergschichten begrenzt durch das Auftreten des Glaukonits der Altmannschichten, gegen oben ist ihre Abtrennung vom Schrattenkalk meist nicht möglich. Ein Glaukonithorizont, welcher nach Fichter (Lit. 22, p. 33) und Staeger (Lit. 52, p. 142) die Grenze zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk bildet, konnte nur auf der Stockalp festgestellt werden. Es handelt sich dabei um eine 2—3 m mächtige Bank von glaukonitischem Sandkalk (vgl. Fig. 2, Prof. III, Schicht 5).

Die Hauptmasse der Drusbergschichten besteht aus einer Folge von ca. 0,5—1 m mächtigen, braunen, mergelig-dichten bis feinspätigen, muschelig brechenden Kalken mit dünnen Mergelschiefer-Zwischenlagen von rauhem, grauem Äussern. Im untern Teil können die fast schwarzen Mergelschiefer überwiegen. Sie enthalten hie und da schöne, kleine Pyritkristalle (linksufriges Melchtalsträsslein). Gegen oben treten harte Kalkbänke auf, die in ihrer Ausbildung dem Schratten-

kalk sehr nahe stehen (vgl. Fig. 2, Prof. III). Sie wurden von ARBENZ zum Teil in seiner Karte eingetragen und als „schrattenkalkähnliche" Bänke bezeichnet (Lit. 63).

Schrattenkalk und Orbitolinenschichten (? ob. Barrémien und unt. Aptien) (vgl. Fig. 2).

Ein eigentlicher Schrattenkalk, wie er in den angrenzenden Gebieten zu beobachten ist, fehlt im Untersuchungsgebiet. Wir können lediglich eine von Mergelschiefer-Zonen unterbrochene Folge harter Bänke in mehr oder weniger typischer Urgonfazies feststellen, die wir als Schrattenkalk bezeichnen. Eine scharfe Abtrennung von den liegenden Drusbergschichten ist deshalb nicht möglich, handelt es sich doch eigentlich nur um eine Häufung der schrattenkalkähnlichen

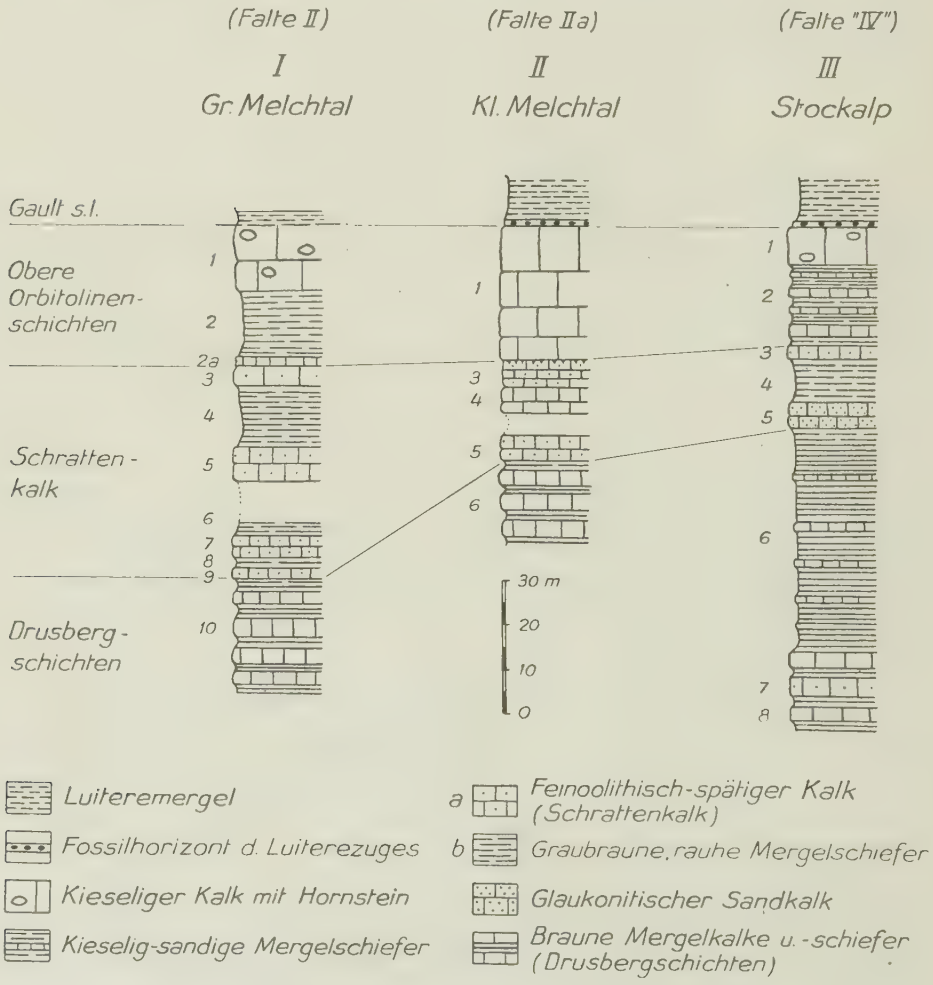


Fig. 2. Stratigraphische Profile des Barrémien und untern Aptien der Sachsler Berge.

Bänke im obersten Teil der Drusbergschichten. Diese Ausbildung des Schrattenkalkes in Drusbergfazies war schon J. Kaufmann (Lit. 33, p. 531) und vor allem auch A. Tobler (Lit. 55, p. 152) bekannt. Letzterer wollte sogar für diese „Mergelfazies, welche die ganze tiefere Kreideserie bis zum Gault hinauf beherrscht", den Namen „Melchtal-Fazies"[2]) einführen. Im Abschnitt zwischen dem Grossen und dem Kleinen Melchtal erreicht nämlich die Ausbildung des Schrattenkalkes in Drusbergfazies gerade ihren höchsten Grad. Dies ist auch deutlich aus den Arbeiten von Fichter (Lit. 22, p. 37), Vonderschmitt (Lit. 59, p. 5) und Staeger (Lit. 52, p. 144) ersichtlich.

Zu der „Vermergelung" des Schrattenkalkes, wie Fichter diese Erscheinung nennt, gesellt sich im Untersuchungsgebiet als zweites das Fehlen von ausgesprochenen Orbitolinenschichten. Nur vereinzelt kann man im Dünnschliff eine Orbitolina feststellen. Dies ermöglicht wohl eine Unterscheidung von den Drusbergschichten, ist aber ungenügend für eine weitere Gliederung des Schrattenkalkes.

Aus diesem Grunde wurden auch bei der Kartierung Schrattenkalk und Orbitolinenschichten zusammengenommen und von den Drusbergschichten abgetrennt.

Es sei nun an Hand von drei gut aufgeschlossenen und leicht begehbaren Profilen gezeigt, wie sich uns im Detail ein derartig ausgebildeter „Schrattenkalk" präsentiert und inwiefern uns eine Abtrennung von „Orbitolinenschichten" dennoch möglich scheint. Die 3 Profile sind im Untersuchungsgebiet folgendermassen auf die Falten der Drusbergdecke verteilt (vgl. Fig. 2):

Profil I: an der rechtsufrigen Strasse ins Gr. Melchtal ca. 700 m S der Kirche St. Niklausen, befindet sich im Verkehrtschenkel von Falte II.

Profil II: an der Strasse ins Kl. Melchtal, bei Koord. 658,25/188,17, gehört zu Falte IIa.

Profil III: am Grat ca. 50 m SW der Hütte von Stockalp liegt im Verkehrtschenkel der Schafbergmulde (Falte „IV")[3]).

In diesen Profilen treten folgende Gesteinstypen auf:

a) Hellbrauner, feinoolithisch-spätiger, oder graubrauner feinspätiger Kalkstein, manchmal rotbraune Körner sowie einzelne Orbitolinen und Schalenreste (von Brachiopoden, Echinodermen usw.) enthaltend.

Diese Ausbildungsart können wir als Schrattenkalk bezeichnen. Wir finden solche Bänke im Gr. Melchtal (Falte II) noch recht häufig, mit wechselnder Mächtigkeit von 4 –8 m (Profil I, Schicht: 3, 5, 7 und 9). Im Kl. Melchtal (Falte IIa) ist ihr Auftreten schon reduziert auf zwei Bänke von 5—6 m Mächtigkeit (Prof. II/3, 5), wobei die oolithische Struktur mehr und mehr durch eine feinspätige ersetzt wird. Auf der Stockalp (Falte „IV") finden wir schrattenkalkartige Ausbildung nur noch in einzelnen kleineren Bänken (Profil III/3), welche die vorwiegend schiefrigen Partien durchsetzen. Viel typischer sind dann wiederum die schrattenkalkähnlichen Bänke ausgebildet, die sich im gleichen Profil (Schicht 7), im obern Teil der Drusbergschichten feststellen lassen.

b) Graubraune, bis dunkelgraue, rauhe oft schwach sandige Mergelschiefer und Mergelkalke, die einige wenige Orbitolinen enthalten.

[2]) Nicht zu verwechseln mit der „Melchaafazies" Kaufmanns, die sich auf die Nummulitenkalk-Schuppenzone von Sachseln–Kerns bezieht (vgl. p. 25).

[3]) Vgl. Fussnote [24]) auf p. 64.

Sie bilden die Zwischenlagen zwischen den einzelnen Schrattenkalkbänken und entsprechen der Drusbergfazies. Ihre Mächtigkeit kann von einigen Zentimetern bis zu 15 m betragen. Hierher gehören folgende Schichten in den Profilen: Profil I, Schicht: 1, 6, 8, 10; Profil II, Schicht: 4, 6; Profil III, Schicht: 4, 6 und 8.

c) Graubrauner, feinspätig bis kieseliger Kalk. Oft mit Hornsteinknauern und -bänken.

Dieses Gestein (Schicht 1) finden wir in allen 3 Profilen direkt im Liegenden des Gault s. l. Seine Mächtigkeit wechselt von 10—15 m im Gr. Melchtal (Falte II), zu 28 -30 m im Kl. Melchtal (Falte IIa) und 8—10 m auf der Stockalp (Falte „IV"). Im Gr. Melchtal und auf der Stockalp bildet dieses Gestein das Hangende einer 10—15 m mächtigen Zone von

d) grauen, kieselig-sandigen Mergelschiefern (Prof. I und III, Schicht 2).

Sie unterscheiden sich von den ähnlichen Mergelschiefern der Drusbergfazies (b) durch einen bedeutend grösseren Quarzgehalt. Auf der Stockalp treten darin härtere Kalkbänke auf, im Gr. Melchtal nur an ihrer Basis eine ca. 1,5 m messende Bank von rotbraunem, körnig-brecciösem Mergelkalk (Profil I/2a). Sie zeigt im Schliff einzelne Orbitolinenbruchstücke.

Dieses rötliche Gestein zeigt eine frappante Ähnlichkeit mit der „Basisbreccie" von Fichters obern Orbitolinenschichten. Ferner lässt sich eine weitgehende Übereinstimmung unseres „feinspätigen-kieseligen Kalkes" (c) und der „kieselig-sandigen Mergelschiefer" (d) mit den übrigen, von Fichter als „obere Orbitolinenschichten" beschriebenen Gesteinen feststellen. Dies führt uns zur Auffassung, dass die in den Profilen als 1. und 2. bezeichnete Gesteinsfolge zwischen der letzten schrattenkalkartigen Bank (unten) und den Bildungen des Gault s. l. (oben) den obern Orbitolinenschichten entspricht. Es sei aber betont, dass diese Bezeichnung einzig und allein auf Grund lithologischer Vergleiche angewendet wird.

Der schiefrige Anteil der obern Orbitolinenschichten geht im Untersuchungsgebiet nach W hin mehr und mehr verloren. Im Kl. Melchtal (Prof. II) fehlt er vollständig. Der feinspätig-kieselige Kalk liegt dort mit einer pyritführenden, harten Schicht direkt dem Schrattenkalk (3.) auf. (Ob dabei eine Schichtlücke vorhanden ist, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen.) Anderseits nimmt die „Vermergelung" des Schrattenkalkes von E nach W und von N nach S (Falte II zu „IV") zu. Dies hat aber die eigenartige Folge, dass im Untersuchungsgebiet im allgemeinen die obern Orbitolinenschichten reliefbildend hervortreten, also morphologisch die Rolle des Schrattenkalkes in andern Gebieten übernehmen. Nur im NE-Teil, zwischen Gr. Melchtal und Dorfbach finden wir noch einige von Schrattenkalk gebildete Flühe, doch sind auch sie lange nicht so ausgesprochen, wie schon jene NE des Gr. Melchtales am Fusse der Gräfimatt.

Altersmässig werden im allgemeinen der Schrattenkalk (und die untern Orbitolinenschichten) zum Barrémien und untern Aptien gezählt. Die obern Orbitolinenschichten stellt man ins obere Aptien.

DER GAULT s. l. (OB. APTIEN UND ALBIEN) (vgl. Fig. 3).

Wir bezeichneten im folgenden damit die dunkeln, quarz- und glaukonitreichen Gesteine, welche zwischen den obern Orbitolinenschichten (unten) und dem Seewerkalk (oben) auftreten. In der Arbeit von E. Ganz (Lit. 24, p. 146) wird der Ausdruck „Gault" als Stufenbezeichnung abgelehnt. Er wurde seither von neueren Autoren nur noch selten angewendet. Wir sind jedoch der Ansicht, dass

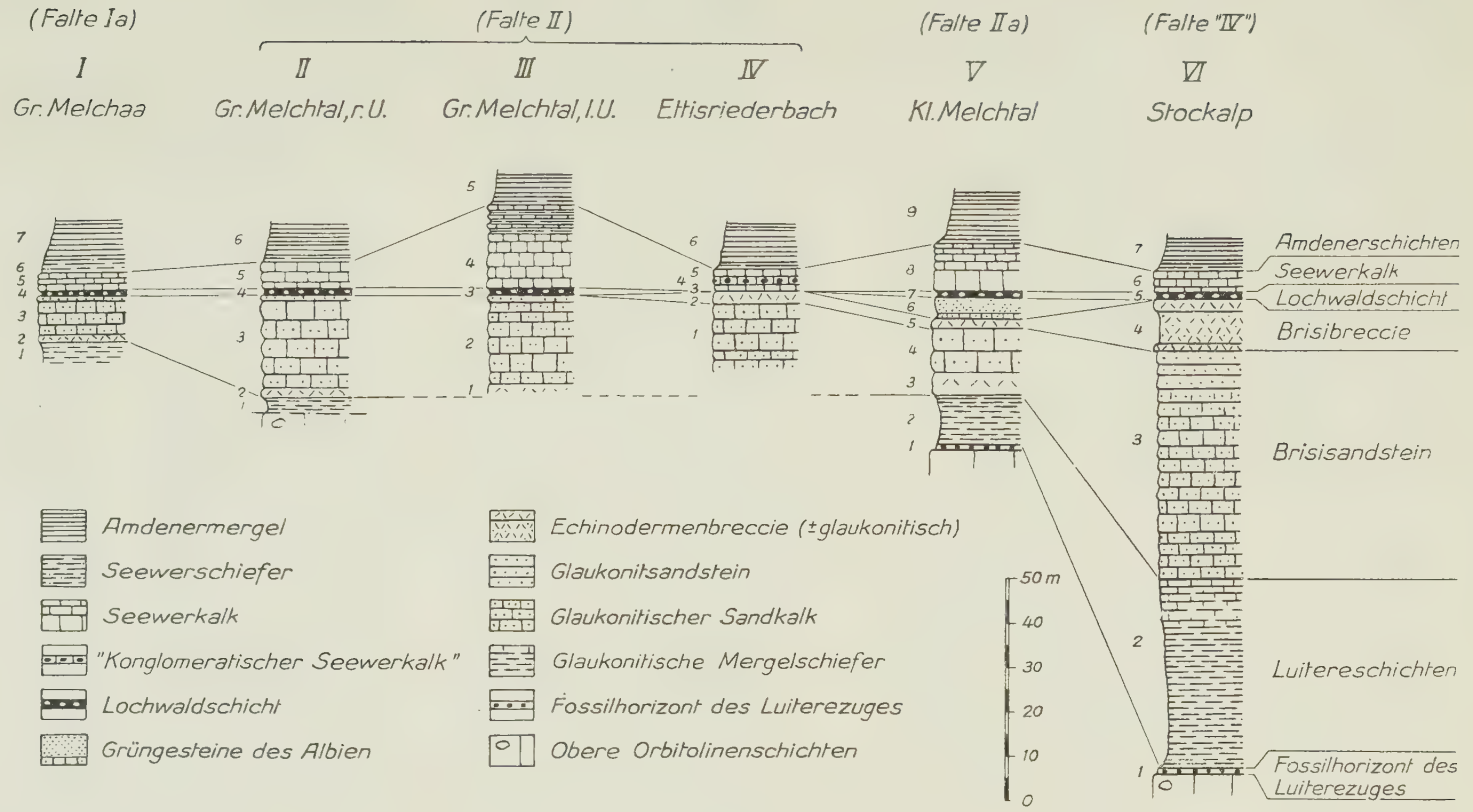


Fig. 3. Die faziellen Veränderungen des Gault s. l. in den Sachsler Bergen.

der Bezeichnung Gault s. l. als Sammelbegriff für die glaukonitischen Schichten des obern Aptien und des Albien bei der Kartierung praktische Vorteile zukommen und behalten sie deshalb auch in der Beschreibung dieser Schichten, nach dem Vorgehen früherer Autoren, bei.

Die Ausbildung des Gault s. l. ist in den Profilen I—VI auf Fig. 3 dargestellt. Die Profile sind von N nach S folgendermassen auf die Falten der Drusberg-Decke im Untersuchungsgebiet verteilt:

Profil I in der Gr. Melchaa, ca. 500 m S der Kapelle Flüeli-Ranft, gehört zur kleinen Zwischenfalte Ia.

Profil II an der rechtsufrigen Strasse ins Gr. Melchtal (bei Koord. 664,05/190,6) liegt im Verkehrtschenkel von Falte II; ebenso

Profil III am linksufrigen Strässlein ins Gr. Melchtal (bei Koord. 190,7/663,48).

Profil IV im Ettisriedbach bei K*. 800 (am Weg von Gloters nach Huggete), befindet sich in der Stirnregion der gleichen Falte (II).

Profil V an der Strasse ins Kl. Melchtal (Koord. 658,2/187,25) liegt an der Stirne von Falte IIa.

Profil VI bei der Stockalp (Koord. 662,55/188) gehört zum Verkehrtschenkel der Schafbergmulde (Falte „IV“)[4]).

In diesen Profilen konnten folgende Horizonte unterschieden werden:

Fossilhorizont des Luitere Zugs.

Die geringmächtige, knollig glaukonitische Schicht mit phosphoritisierten Fossilien, welche im allgemeinen auf die kieseligen Bänke der obern Orbitolinenschichten folgt, konnte im Untersuchungsgebiet nur an zwei Stellen beobachtet werden: Im Kl. Melchtal (Prof. V, Schicht 1) und auf der Stockalp (Prof. VI, Schicht 1) Isolierbare Fossilien sind selten. Es wurden von uns ausser *Terebratula dutempleana* d'Orb. nur einige unbestimmbare Bruchstücke von Gastropoden und Belemniten gefunden.

Altersmässig darf diese Schicht, auf Grund der Untersuchungen von Fichter (Lit. 22, p. 49) als oberes Gargasien bezeichnet werden. Sie entspricht Jacobs Zone des *Cheloniceras subnodosocostatum* Sinz. und *Ch. buxtorfi* Jacob.

Luitereschichten.

Aus dem Fossilhorizont gehen in raschem Wechsel die grauen, oft weichen, oft aber auch kieselig harten, glaukonitreichen Schiefer hervor, die als Luiteremergel bezeichnet werden. Ihre Mächtigkeit schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen wenigen Metern im N (z. B. Profil II, Schicht 1) und ca. 40 m im S (Prof. VI, Schicht 2). Hier gehen sie nach oben in grauen, glaukonitischen, kieselig sandigen Mergelkalk über. Dieser ist oft schwer vom ähnlichen Sandkalk der Brisischichten zu unterscheiden. In den tieferen, nördlicheren Falten (Ia—IIa) ist die Obergrenze gegen die Echinodermenbreccie der Brisischichten haarscharf (Prof. I, II und V).

---

* K = Kote.

[4]) Für die Falten I und III konnten keine vollständigen Profile des Gault aufgenommen werden.

Die Brisischichten.

Im allgemeinen werden die Brisischichten unterteilt in den Brisisandstein unten und die Brisibreccie oben. Im Untersuchungsgebiet hingegen können wir folgende Unterteilung vornehmen:

a) untere Echinodermenbreccie
b) glaukonitischer Kalksandstein (Brisisandstein)
c) obere Echinodermenbreccie (Brisibreccie)

Diese Gliederung lässt sich allerdings nicht in allen Profilen durchführen. Einzelne Stufen können fehlen, wie wir im folgenden sehen werden.

a) Die untere Echinodermenbreccie
ist im Untersuchungsgebiet deutlich erkennbar als eine glaukonitreiche Breccie mit hellen Echinodermensplittern. Ihre Mächtigkeit nimmt von Falte Ia (Prof. I, Schicht 2) zu Falte IIa (Prof. V, Schicht 3) von ca. 1 m auf 5 m zu. Im Kl. Melchtal (Prof. V) führt sie an der Basis gegen die Luitereschichten Pyrit und Fossilreste. Sie fehlt vollständig in Falte „IV" (Prof. VI) bei der Stockalp, wo wir nur die Reihenfolge von Brisisandstein und oberer Echinodermenbreccie ausgebildet haben.

Die untere Echinodermenbreccie scheint nur lokal ausgebildet zu sein. Jacob und Tobler beschreiben sie aus dem Tal der Engelberger Aa (Lit. 30, p. 4) und Ganz aus der Drusberg-Gegend (Lit. 24, p. 91), hingegen finden wir bei Fichter (Lit. 22) keinerlei Angaben über ihr Vorkommen in der Bauen-Brisen-Gegend.

b) Der glaukonitische Kalksandstein
darf wohl als eigentlicher Brisisandstein bezeichnet werden. Sein Gehalt an Glaukonit, Quarz und Kalk kann stark wechseln; im allgemeinen ist eine Zunahme von Glaukonit und Quarz nach oben feststellbar. Besonders im Profil der Stockalp (Falte „IV") sind die obersten paar Meter als zäher Grünsand ausgebildet[5]). Aber auch in den Profilen I—III des Gr. Melchtals (Falten Ia –II) geht der Brisisandstein gegen oben in einen 0,1—1 m mächtigen, dichten Grünsand (Schicht 4) über[6]).

Die Mächtigkeit des glaukonitischen Kalksandsteins nimmt von N nach S von 8 m (Falte Ia) auf ca. 50 m (Falte „IV") zu, im Streichen der Falten II/IIa schwankt sie zwischen 10—20 m.

c) Die obere Echinodermenbreccie (Brisibreccie)
ist am schönsten im S (Falte „IV") bei der Stockalp ausgebildet (Prof. VI, Schicht

---

[5]) Es möge an dieser Stelle das Kuriosum erwähnt werden, dass am Schafberg, ca. 800 m NE der Stockalp (Koord. 663,3/188,35) dieser Gaultgrünsand zur Eisenerz-Gewinnung abgebaut worden ist. (Lit. 61, p. 162, 170/71).

Zwischen 1691 und 1732 wurden von verschiedenen Obwaldnern, teilweise mit Regierungssubvention (!), Abbauversuche vorgenommen, in der Annahme es handle sich um die gleichen eisenhaltigen Schichten des Callovien, wie sie an der Erzegg ausgebeutet wurden. Noch 1923 äussert Walter (Lit. 61) diese gleiche Ansicht. Schon 1694 scheint aber eine an Ort und Stelle vorgenommene Expertise negativ verlaufen zu sein. Dass trotzdem immer wieder abgebaut wurde (und der entstandenen Grube nach handelt es sich um ziemlich viel), kann nur damit erklärt werden, dass jene Leute durch die rote Anwitterungsfarbe des eisenhaltigen Glaukonits getäuscht und zu falschen Hoffnungen verleitet wurden. Von einem ausbeutbaren Erzgehalt kann natürlich keine Rede sein.

[6]) Bolli beschreibt im Profil an der Gr. Melchaa S Ranft (Lit. 11, p. 269) unter Nr. 1 einen glaukonitischen Sandkalk und bezeichnet ihn als „Knollenschichten". Da letztere aber immer das Hangende der Lochwaldschicht bilden und nie das Liegende, wie er es darstellt, so kann es sich dabei nur um den obersten Teil des Brisisandsteins handeln (vgl. Prof. I, Schicht 4).

4). Wir können dort eine hervortretende Basisbank mit Bryozoen, Austern usw., einen Mittelteil mit schlierig verteiltem Glaukonit und eine oberste, helle Echinodermenbreccie mit vereinzelten Dolomitenkörnern unterscheiden. In dieser obersten Schicht treten Rhynchonellen auf.

Die Mächtigkeit der Brisibreccie beträgt hier ca. 11,5 m. Sie nimmt gegen N ab bis auf ca. 2 m im Kl. Melchtal (Falte IIa) und im Ettisriederbach (Falte II). Im Gr. Melchtal (Falte II) und im Profil S Ranft (Falte Ia) fehlt sie vollständig (vgl. Prof. I—III). Ob sie hier primär nicht abgelagert wurde oder einer späteren Abtragung zum Opfer fiel, ist schwer zu entscheiden. Für die zweite Möglichkeit sprechen Beobachtungen, die STAEGER (Lit. 52, p. 148) am Wilerhorn machen konnte. Die Concentricusschichten transgredieren dort direkt auf die Luitereschichten. STAEGER befürwortet in diesem Fall eine Ablagerung und spätere, cretacische Abtragung der Brisischichten, da bei ihm auch die Basisbildungen des Albien und der untere Teil der Concentricusschichten fehlen. Zur Bekräftigung seiner Annahme bringt er Beispiele aus dem Gebiet von FICHTER, wo ebenfalls der untere Teil der Concentricusschichten stellenweise im Varicosushorizont aufgearbeitet ist.

Die Brisi-Echinodermenbreccie schliesst nach FICHTER (Lit. 22, p. 53) den Sedimentationszyklus des obern Aptien, und damit auch die Stufe der untern Kreide ab. Die glaukonitischen Bildungen des Albien zählen wir schon zur mittleren Kreide.

II. MITTLERE KREIDE.

Grüngesteine des Albien (Gault s. str.).

Gesteine, die wir als Albien bezeichnen können, sind im Untersuchungsgebiet einzig im Kl. Melchtal (Falte IIa) ausgebildet. Dort lassen sich noch einige, der von FICHTER (Lit. 22, p. 54) unterschiedenen Horizonte nachweisen. Wir finden anschliessend an die obere Echinodermenbreccie folgende, in Profil V als Schicht 6 bezeichnete Stufen:

a) ca. 0,5 m graubrauner, feinspätiger Kalksandstein, der petrographisch genau demjenigen entspricht, den FICHTER aus der Bauen–Brisen-Gegend beschreibt, obwohl er dort auf die nördlichste Falte (I) beschränkt sein soll. Er geht aus der Brisibreccie durch einen kurzen Übergang hervor (Basisschichten FICHTERS?) und entwickelt sich gegen oben durch Glaukonitzunahme zu einem

b) 4,5 m mächtigen, zähen, dunklen Grünsand, von hellgrüner bis rötlicher Verwitterungsfarbe.

Diesen Grünsand, der nach oben in die Lochwaldschicht übergeht, können wir als die Concentricusschichten[7]) FICHTERS betrachten, denen die Phosphoritfossilhorizonte fehlen.

---

[7]) Die Concentricusschichten wurden von FICHTER gegliedert in:

a) Milletianushorizont = unteres Albien oder Zone der *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.).

b) Mammillatus-escragnollensis-Schichten = mittleres Albien oder Zone des *Hoplites dentatus* (SOW.).

c) Varicosushorizont = oberes Albien oder Zone des *Neoharpoceras hugardianum* (D'ORB.).

Letztere Schicht ist nach FICHTER identisch mit der „Lochwaldschicht". In unserem Untersuchungsgebiet konnte aber für diesen Phosphorit-Fossilhorizont an der Basis des Seewerkalkes cenomanes Alter nachgewiesen werden (vgl. p. 16). Wir sind deshalb wie BOLLI (Lit. 11, p. 300), der Ansicht, dass die Lochwaldschicht als Basis der Cenoman-Transgression aufzufassen und von den Concentricusschichten mit Albien-Alter abzutrennen ist.

Dieser Deutung entspricht auch weitgehend die Beobachtung Staegers (Lit. 52, p. 152/54), der die Concentricusschichten als „massigen, grünen Glaukonitkieselkalk bis Glaukonitsandstein von höchstens 1 m Mächtigkeit" beschreibt. Die verschiedenen Mächtigkeiten stehen einer Parallelisierung nicht im Wege, wenn wir den ständigen grossen Wechsel berücksichtigen, dem die mittlere Kreide unterworfen ist (vgl. Lit. 52, p. 154)[8]). Auch das Fehlen der Fossilhorizonte von Fichter stimmt mit den Beobachtungen Staegers überein, der von den Concentricusschichten schreibt: „Sie scheinen im allgemeinen eine ziemlich einheitliche Ausbildung und eine grosse Verbreitung zu haben; Veränderungen innerhalb dieser Schichten betreffen lediglich die zur Altersbestimmung wichtigen Phosphoritfossilhorizonte".

In den übrigen Profilen des Untersuchungsgebiets müssen die Grüngesteine des Albien einer Aufarbeitung zum Opfer gefallen sein. Auch den in den Profilen I—III als Schicht 4. angegebenen Grünsand können wir nicht mit demjenigen im Kl. Melchtal (Prof. V) parallelisieren, sondern müssen ihn, wie bereits angeführt, als oberste Bank des Brisisandsteins betrachten, aus welchem er ja durch Glaukonitzunahme langsam hervorgeht. Darüber folgt die Lochwaldschicht, als erste transgressive Bildung.

ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNG DES GAULT S. L.

Die Gesamtmächtigkeit des Gault s. l. bleibt im Untersuchungsgebiet von NE nach SW (also im Streichen der Falten) ungefähr gleich, nimmt aber von N nach S (von Falte Ia—„IV") von ca. 10 m auf 100 m zu.

Die einzelnen Glieder zeigen (auch im Streichen der Falten) eine grosse Unbeständigkeit in Ausbildung und Mächtigkeit, wie aus den Profilen (Fig. 3) und der Beschreibung der verschiedenen Horizonte ersichtlich ist. Diese Unbeständigkeit lässt sich im vermehrtem Masse feststellen, sobald wir die einzelnen Schichten des Gault s. l. auf eine weitere Distanz, auch ausserhalb des Untersuchungsgebiets verfolgen wollen. Irgend eine Gesetzmässigkeit, z. B. eine Ab- oder Zunahme der Mächtigkeit eines Horizontes in einer bestimmten Richtung oder das Auftreten einer deutlichen Transgression, lässt sich bei einem Vergleich der vorhandenen Literatur nicht feststellen.

Unter diesen Umständen ist es einleuchtend, dass eine Parallelisierung der Schichten auf grosse Schwierigkeiten stösst, vor allem, wenn gut ausgebildete Fossilhorizonte fehlen, wie dies im Untersuchungsgebiet der Fall ist.

Die Lochwaldschicht (Cénomanien).

Im Untersuchungsgebiet konnten folgende Ausbildungsarten der Lochwaldschicht festgestellt werden:

a) Im Profil I, an der Gr. Melchaa S Ranft (Falte Ia) finden wir am linken Ufer zwischen dem dunklen Brisigrünsand (unten) und dem bräunlichen Seewerkalk (oben) eine Schicht von ca. 60 cm Mächtigkeit, welche in einer Grundmasse von Seewerkalk mit wechselndem Glaukonitgehalt mehrere Lagen von phosphoritisierten Fossilien und Knollen zeigt. Diese verschiedenen Fossillagen dürfen nicht etwa mit Fichters Horizonten der Concentricusschichten ver-

[8]) Vonderschmitt (Lit. 59, p. 6) gibt als maximale Mächtigkeit seines Albien-Grünsandes im Gebiet W des Kaiserstuhls sogar 20 m an!

glichen werden, da alle in eine seewerkalkartige Grundmasse eingelagert sind, was nach Fichter und Bolli nur für den Varicosushorizont bzw. die Lochwaldschicht zutrifft.

b) In den Profilen II, III, V und VI besteht sie nur noch aus einer, maximal 30 cm mächtigen, knolligen Phosphoritfossilschicht, welche an der Basis eine noch recht glaukonit- und quarzreiche, seewerkalkartige Grundmasse zeigt, die dann gegen oben in echten Seewerkalk übergeht. Diese Grundmasse führt häufig *Globotruncana apenninica* Renz und *Globotruncana renzi* Gandolfi.

c) Im Profil IV, im Ettisriedbach, fehlt sie vollständig. Der Seewerkalk folgt dort direkt auf eine helle, grobspätige Echinodermenbreccie (Brisibreccie). Ob für das Fehlen der Lochwaldschicht hier tektonische oder stratigraphische Ursachen geltend zu machen sind, ist wegen der Mangelhaftigkeit des Aufschlusses nicht zu entscheiden.

Altersmässig dürfen wir die Lochwaldschicht im Untersuchungsgebiet an Hand der oben angeführten Funde von *Globotruncana apenninica* Renz und *Globotruncana renzi* Gandolfi ins Cénomanien stellen[9]). Das Auftreten von *Globotruncana apenninica* Renz allein darf u. E. nicht unbedingt als beweisend für cenomanes Alter angesehen werden, da die untere Grenze ihrer Verbreitung noch nicht sicher bestimmt ist (vgl. auch Lit. 41, p. 206). Die Mit-Anwesenheit von *Gl. renzi* Gandolfi spricht aber für sicheres Cénomanien. Aus diesem Grunde erfolgte auch ihre Abtrennung von den „Concentricusschichten" Fichters, welche durch Ammoniten belegtes Albien-Alter besitzen (vgl. Fussnote p. 14).

Mit der Lochwaldschicht finden im Untersuchungsgebiet die grünsandigen Bildungen im allgemeinen ihren Abschluss. Die Knollen- und Turrilitenschichten, welche als glaukonitische Gesteine früher ebenfalls noch ins Albien gestellt und zum Gault s. l. gerechnet wurden, sind nur in der nördlichsten Falte (I, Hohbruckgewölbe) vorhanden. Dort konnte bei einer Begehung der schwer zugänglichen Melchaaschlucht das Vorkommen von cenomanen Knollenschichten (mit *Globotruncana apenninica* Renz) festgestellt werden. Die örtlichen Verhältnisse erlaubten jedoch keine Profilaufnahme. Das Fehlen der Knollenschichten in den Falten Ia—„IV" ist wohl auf die gleichen Ursachen zurückzuführen, wie das Fehlen des cenomanen Seewerkalkes im S (vgl. p. 19). Auch bei Giswil fehlen die Knollenschichten (Lit. 59, p. 6). Ebenso erwähnt Fichter für die Bauen-Brisen-Gegend, dass im SW jenes Gebietes Knollen- und Turrilitenschichten ein immer seewerkalkähnlicheres Aussehen annehmen und ihre Mächtigkeit ständig abnimmt (Lit. 22, p. 72 ff.).

DIE SEEWERSCHICHTEN (CENOMANIEN-TURONIEN).

Wir können im Untersuchungsgebiet unterscheiden:

Seewerkalk
„Konglomeratische" Seewerkalkfazies
Seewerschiefer

Der Seewerkalk.

Der grünlichgraue bis bräunliche, meist dünnbankige Seewerkalk, ist mit seiner weisslichen Verwitterungsfarbe ein typisches und überall leicht verfolgbares

[9]) Für die Bestimmung der Globotruncanen hielten wir uns hier sowie im folgenden an die Angaben von H. Bolli, auf dessen Abbildungen und Ausführungen verwiesen sei (Lit. 11).

Leitgestein. Er geht durch allmähliche Abnahme des Glaukonits und der Phosphorit-Brocken aus der Lochwaldschicht hervor. Gegen oben kann er entweder in die Seewerschiefer übergehen (Gr. Melchaa) oder er stösst mit scharfer Grenze an die Amdenerschichten (Falte II und III).

Seine Mächtigkeit ist ziemlich grossen und abrupten Schwankungen unterworfen (vgl. Fig. 3). Sie beträgt ca. 100 m im Hohbruckgewölbe (Falte I), sinkt dann plötzlich auf ca. 2,8 m in der Falte Ia (Gr. Melchaa S Ranft) und schwankt in Falte II/IIa (zwischen Gr. und Kl. Melchtal) zwischen 5—15 m. Bei der Stockalp (Falte „IV") sind nur noch 2—5 m aufgeschlossen, doch wird hier eine genaue Mächtigkeitsbestimmung durch die tektonischen Verhältnisse unmöglich gemacht.

Im Bereich der grössten Mächtigkeit (Falte I, Hohbruckgewölbe) kann der Seewerkalk an Hand der Globotruncanen in einen untern, cenomanen (*Gl. apenninica* Renz und *Gl. renzi* Gandolfi) und einen obern, turonen Teil (*Gl. lapparenti* Brotzen) gegliedert werden. Da der Aufschluss in der Melchaaschlucht schwer zugänglich ist, lässt sich über die Mächtigkeit der beiden Glieder nichts Bestimmtes aussagen. Sie dürfte aber für den untern Seewerkalk höchstens 30 bis 40 m betragen.

In allen andern Vorkommen konnte nur turoner, oberer Seewerkalk festgestellt werden, und zwar an Hand des oft massenhaften Auftretens von Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe.

Die „konglomeratische" Seewerkalkfazies.

Den Typus der „konglomeratischen" Seewerkalkfazies beschrieb zum ersten Male Fichter aus der Bauen-Brisen-Gegend (Lit. 22, p. 76). Entsprechende Gesteine konnten nun auch im Untersuchungsgebiet festgestellt werden, und zwar in folgender Ausbildung:

a) Hellbraune bis graue Grundmasse, seewerkalkartig, aber Quarz- und Glaukonitkörner führend; als Komponenten treten darin dunkelgraubraune, feinspätige Kalksteinbrocken sowie kleine Einschlüsse von glaukonitfreiem, echtem Seewerkalk auf.

b) Dunkelgraue, spätige, quarz- und glaukonitführende Grundmasse, mit Komponenten von echtem Seewerkalk.
Diese beiden Typen (a und b) können in Wechsellagerung vorkommen und scheinen durch Übergänge miteinander verbunden zu sein.

c) Rötliche, spätige Grundmasse mit Quarz- und Glaukonitkörnern und Komponenten von stark glaukonitischem, grauem Kalk, sowie von echtem, hellem Seewerkalk.

Die Grösse der Komponenten kann in allen drei Fällen einige Millimeter bis einige Zentimeter betragen. Oft sind die Komponenten gerundet und scharf begrenzt, oft zeigen sie aber auch eine unregelmässige, stylolithische Verzahnung mit der Grundmasse. Manchmal ist sogar eine sichere Abgrenzung von Einbettungsmittel und Komponente nicht mehr möglich. Es scheinen eigentliche schlierige Übergänge vorzukommen.

Die Fauna des „konglomeratischen" Seewerkalkes (sowohl der Grundmasse als auch der Komponenten) besteht, neben den zahlreichen Fissurinen und Orbulinarien, hauptsächlich aus Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe (*Gl. lapparenti lapparenti* Bolli, *Gl. lapparenti inflata* Bolli, *Gl. lapparenti bulloides* Vogler, *Gl. lapparenti tricarinata* Querau). Daneben fanden sich auch noch Formen, welche wir nach den Abbildungen von Bolli (Lit. 11, p. 234) als *Gl. helvetica*

Bolli und *Gl. renzi* Gandolfi bezeichnen können. Diese Fauna spricht für turones Alter. Das Auftreten der beiden letztgenannten Formen erlaubt die Vermutung, dass es sich um den untern Teil des Turoniens handle.

„Konglomeratischen" Seewerkalk konnten wir im Untersuchungsgebiet an folgenden Stellen beobachten[10]):

Den rötlichen Typus c), nur unterhalb der Stockalp bei Koord. 662,6/188,1 (Falte III).

In der Ausbildung a) und b): im Wald unterhalb Rütimatt (Koord. 660,35/188,65) (Falte IIa), im SW-Ast des Ettisriederbachs bei K. 990 (Falte IIa) und im NE-Ast des Ettisriederbachs bei K. 800 (Falte II).

Über die Lage dieser „Konglomerate" innerhalb des Seewerkalkes kann nur an letztgenannter Stelle etwas ausgesagt werden. Dort wird, wie aus Profil IV (Fig. 3) ersichtlich ist, der ca. 2 m mächtige „konglomeratische" Seewerkalk unterteuft und überlagert von echtem, turonem Seewerkalk.

Die Seewerschiefer.

Seewerschiefer können im Untersuchungsgebiet nur im N-Schenkel des Hohbruckgewölbes (Falte I) und im Profil I an der Gr. Melchaa S Ranft (Falte Ia) festgestellt werden. Für den erstgenannten Aufschluss können keine weitern Angaben gemacht werden, im zweiten Falle handelt es sich um ein ca. 2—3 m mächtiges Paket von grauen dichten Schiefern, häufig mit Seeigelfragmenten auf den Schichtflächen. Der Kontakt mit dem Seewerkalk ist aber an dieser Stelle nicht aufgeschlossen. Schiefrige Mergel folgen auch in den 2 Profilen an den Strassen ins Gr. Melchtal auf den Seewerkalk, doch handelt es sich dabei eher um tektonisch geschieferte Amdenermergel.

Eine genaue altersmässige Datierung der Seewerschiefer konnte im Untersuchungsgebiet weder an Hand der Makrofossilien (Seeigel) noch auf Grund der Mikrofossilien (*Globotruncana lapparenti* ssp.) vorgenommen werden. Im allgemeinen werden sie ins Coniacien gestellt.

ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNG DER SEEWERSCHICHTEN.

Das Eigentümlichste an der Ausbildung der Seewerschichten in unserem Untersuchungsgebiet ist einerseits der grosse Mächtigkeitsunterschied zwischen N und S und andrerseits das Auftreten von „konglomeratischer" Seewerkalkfazies. Deutungsversuche für ähnliche Beobachtungen in angrenzenden Gebieten würden schon von Fichter (Lit. 22, p. 77) und Bolli (Lit. 11, p. 312) gegeben. Ersterer führte Reduktion und Konglomerat auf einen submarinen Rücken in der Gegend der südlichsten Falten zurück, letzterer stellt die Möglichkeit einer turonen Transgression (mit dem konglomeratischen Seewerkalk an der Basis) zur Diskussion. Bevor wir die Anwendungsmöglichkeiten dieser Deutungen auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet besprechen, seien unsere wichtigsten Befunde kurz wiederholt:

[10]) Bolli gibt als Fundort für „konglomeratischen" Seewerkalk auch das Profil an der Melchaa S Ranft an (Lit. 11, p. 269). U. E. sollte aber diese Bezeichnung, für den etwas knolligen, grünlichen Seewerkalk mit den dünnen Tonhäutchen, nicht angewendet werden, da ja diese Ausbildung in keiner Weise der Definition Fichters entspricht.

1. Die Mächtigkeit des Seewerkalkes nimmt von Falte I zu Falte Ia sprunghaft von ca. 100 m auf 2,8 m ab. Von Falte II bis Falte „IV" ist eine allmähliche Reduktion von 15 auf 2 m feststellbar.
2. An Hand der Globotruncanen konnte in Falte I unterer, cenomaner und oberer, turoner Seewerkalk festgestellt werden. In den Falten Ia —„IV" ist nur turoner Seewerkalk vorhanden — zweikielige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe. Diese Formen setzen sich nach oben fort bis in die obersten Amdenerschichten.
3. Die „konglomeratische" Fazies des Seewerkalkes tritt nur lokal auf, aber nicht nur im S (Falte III), sondern auch in den nördlicheren Falten II und IIa. An einer Stelle (Ettisriederbach N-Ast, K. 800) liegt „konglomeratischer" Seewerkalk sicher innerhalb von echtem, turonem Seewerkalk.

Diese Tatsachen erlauben uns folgende Aussagen:

1. Das Verschwinden des cenomanen Seewerkalkanteiles im S (Falten Ia—„IV") kann wohl die Folge einer turonen Transgression sein. Der „konglomeratische" Seewerkalk darf jedoch nicht als deren Basiskonglomerat aufgefasst werden, wie dies von Bolli vorgeschlagen wurde.
2. Die Reduktion der Mächtigkeit des turonen Seewerkalkes (von minimal 60 m in Falte I auf 2—15 m in den südlicheren Falten) könnte auf folgende Arten erklärt werden:

a) Durch einen lateralen Übergang der Seewerkalkfazies in Amdenerfazies. Doch lässt sich dies an Hand der Globotruncanenfaunen nicht nachweisen und ist schon deshalb unwahrscheinlich, weil gerade im Gebiet der grössten Seewerkalkmächtigkeit auch die Amdenerschichten am mächtigsten ausgebildet sind.

b) Durch Aufarbeitung von oben. Auf diese Möglichkeit deutet das Vorkommen von kleinen Seewerkalkkomponenten in den Amdenerschichten der Leibodenfazies (vgl. p. 20). Doch ist dieses Vorkommen so lokal, dass es uns unmöglich erscheint, die Mächtigkeitsreduktion des turonen Seewerkalkes damit in Beziehung zu bringen.

c) Durch die Annahme eines submarinen Rückens, wie Fichter vorschlägt. Diese Deutung scheint den Beobachtungen am ehesten gerecht zu werden. Es lässt sich damit nicht nur die Mächtigkeitsreduktion des Seewerkalkes, sondern auch das lokale Auftreten von „konglomeratischer" Fazies einigermassen erklären.

3. Die genetische Deutung der „konglomeratischen" Seewerkalkfazies von Fichter, als zeitweilige Aufarbeitungs- und Umlagerungserscheinung, wird den Beobachtungen nur zum Teile gerecht. Z. B. spricht das Auftreten von schlierigen Übergängen zwischen Grundmasse und Komponenten und sogar eigentlichen Fliesstrukturen beim Material von Fichter, (vgl. Lit. 22, p. 77) gegen eine konglomeratische Bildung im eigentlichen Sinne. Diese deuten vielmehr auf subaquatische Rutschungen. Dabei wäre das fremde Material teilweise als Schlammwolke, teilweise als schon mehr oder weniger verfestigte Brocken transportiert und in Gebieten ruhiger Sedimentation abgelagert worden. Diese Annahme würde nicht nur das lokale Auftreten dieser Bildungen, sondern auch den raschen Ausbildungswechsel innerhalb ein und demselben Vorkommen erklären. Ob in diesem Fall aber die Bezeichnung „konglomeratischer" Seewerkalk noch angewendet werden darf, scheint uns fraglich. Sie wurde von uns, wie schon Fichter sagt, nur in „Ermangelung eines besseren Ausdruckes" beibehalten. Denn auch die englische Bezeichnung „mud breccia"

oder der von Cayeux (Lit. 21, p. 201) für ähnliche Bildungen im Turon des Pariser-Beckens verwendete Ausdruck „craie noduleuse du type conglomérat", werden der Mannigfaltigkeit der Erscheinung nicht gerecht.

III. OBERE KREIDE.

Wir können unterscheiden: Amdenerschichten (unten) und Wangschichten (oben). Nach den neuesten Untersuchungen von Bolli (Lit. 11) sind die **Amdenerschichten** dem Santonien und Campanien zuzuordnen, die **Wangschichten** hingegen würden vom obern Campanien bis ins mittlere Maestrichtien reichen. Durch unsere eigenen Untersuchungen konnte zu dieser Altersfrage nichts Neues beigetragen werden. Wir übernehmen deshalb für unsere Schichten die oben gegebene Datierung.

Die Amdenerschichten.

Wir bezeichnen als Amdenerschichten die grauen, teils schiefrigen, teils spiessigen, feinen Mergel mit charakteristischem Seidenglanz in trockenem Zustand, welche im allgemeinen im Untersuchungsgebiet direkt auf den Seewerkalk folgen. In ihrem obern Teil können kleine Sandkalkbänklein eingelagert sein (linksufriges Strässlein ins Gr. Melchtal). Die Mergel enthalten zweikielige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe (Bolli). An einigen Stellen (Ettisriederbach, Kl. Melchtal usw.) konnte in den obersten Partien auch noch die Übergangsform *Globotruncana leupoldi* Bolli festgestellt werden. Diese Form erscheint nach Bolli (Lit. 11, p. 239) im allgemeinen erst in den Wangschichten. (Vgl. Diskussion am Schluss des Kapitels p. 24.)

Diese Ausbildungsart der Amdenerschichten kann mit der Leistmergelfazies Arn. Heims verglichen werden (Lit. 29, p. 172).

An wenigen Stellen, so z. B. im Ettisriederbach S-Ast, K. 800 und im Erlenbach K. 820, konnte im Hangenden des Seewerkalkes aber auch eine gelblichgraue, fleckige Varietät beobachtet werden, welche ebenfalls *Globotruncana lapparenti* ssp. enthält. In einem Dünnschliff konnte darin eine bemerkenswert reiche Fauna von vorwiegend sandigen Formen (*Lituolidae*, *Textulariidae*, *Verneuilinidae*) sowie *Heterohelicidae* usw. festgestellt werden. Diese finden sich zusammen mit kleinen (1—2 mm grossen) Bruchstücken von Seewerkalk in Schlieren angereichert und sind wahrscheinlich als eingeschwemmt zu betrachten. Altersmässig lassen sich aus diesen Formen keine Schlüsse ziehen. Wir finden ähnliche Faunen in verschiedenen Kreidestufen (z. B. Wangschichten) und sogar im Tertiär (vgl. auch p. 39),

Die Ausbildung dieser Mergelschiefer entspricht der Leibodenmergelfazies Arn. Heims (Lit. 29, p. 182). Doch kann im Untersuchungsgebiet eine Zweiteilung der Amdenerschichten in Leibodenmergel (unten) und Leistmergel (oben), ausser an diesen Stellen, nirgends durchgeführt werden.

Die Mächtigkeit der Amdenerschichten ist in den nördlichen Falten ausserordentlich gross. Sie beträgt z. B. im N-Teil von Falte 1 (Hohbruckgewölbe) mehr als 300 m, in der Mulde zwischen Falte I und II/IIa ca. 250—300 m. Nur im W (Obstocken, Kl. Melchtal) reduziert sich ihre Mächtigkeit mit dem Auftreten der Wangschichten auf ca. 100 m (nicht 30—40 m, wie dies Bolli angibt (Lit. 11, p. 269). In den südlichen Falten (III/„IV") finden wir nur noch ca. 10—20 m Amdenerschichten.

Über die möglichen Ursachen dieser Mächtigkeitsreduktion gegen S lässt sich nichts Sicheres aussagen. Für die Mächtigkeitsunterschiede in der E–W-Richtung sei auf die Ausführungen bei den Wangschichten verwiesen (p. 24).

Die Wangschichten.

Das höchste Glied der helvetischen Kreide sind die Wangschichten. Im Untersuchungsgebiet sind sie nur im südwestlichsten Teil, zwischen Obstocken und dem Kl. Melchtal, aufgeschlossen. Zimmermann beschreibt diese Vorkommen ausführlich in seiner Arbeit (Lit. 62, p. 31), doch sind hier einige neuere Beobachtungen nachzutragen.

Die Ausbildung der Wangschichten kann sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung stark wechseln. So lassen sich in der Gegend zwischen Obstocken und dem Kl. Melchtal folgende lithologische Typen unterscheiden:

a) Dichte, schwach sandige Kieselkalke mit blaugrauer Verwitterungsfarbe und typisch bituminösem Geruch beim Anschlagen[10a]). Diese meist grob gebankten Kalke bilden die Hauptmasse der Wangschichten im Kl. Melchtal.

b) Dichte, braune Mergelkalke, fast vollständig quarz- und glaukonitfrei. Sie sind knollig-linsig ausgebildet und können vor allem im „Zollhausbächlein" beobachtet werden (vgl. Fig. 4, p. 23).

c) Stark quarzitisch-glaukonitischer Sandkalk, teils dünnbankig, teils schiefrig; nur an der Basis der Wangschichten im Kl. Melchtal feststellbar.

d) Braune, schwach sandige Schiefer, geringmächtig, aber in jedem Niveau der Wangschichten vorkommend.

e) Feinbrecciöser Wangkalk: kleine Komponenten (Ø max 5 mm) von dichtem, kieseligem Kalk befinden sich in einer von Calcit stark durchaderten, mergelig-sandigen Grundmasse. Diese Ausbildungsart konnte nur an einer Stelle, im Wald W von Obstocken (Koord. 658,65/188,15) beobachtet werden. Es handelt sich dabei sehr wahrscheinlich um lokale Aufarbeitung innerhalb der Wangschichten. Aufarbeitung in grösserem Maßstab konnte auch in der Fluh unterhalb P. 814 bei Obstocken (Koord. 659,05/188,8) festgestellt werden. Wir finden dort über kopfgrosse Gerölle von Wangkalk in Wangschiefer eingelagert. Dass es sich dabei nicht um ein basales Transgressionskonglomerat handelt, wird durch die Lagerung des ganzen Komplexes innerhalb normal geschichteter Wangkalke bewiesen.

Ein eigentliches Transgressionskonglomerat an der Basis der Wangschichten konnte nirgends aufgefunden werden. Arbenz erwähnt zwar ein solches aus der Gegend von Obstocken, nämlich kleine Brocken von Senonmergeln in der Basis der Wangschiefer; leider aber ohne genaue Ortsangabe (vgl. Lit. 4, p. 779). Es gelang uns nicht, die betreffende Stelle zu finden.

Die Fauna der Wangschichten im Untersuchungsgebiet ist recht spärlich. Nur selten fand sich ein *Inoceramus* oder eine der sonst typischen „Wangnudeln": *Jereminella pfenderae* Lugeon. Im Dünnschliff konnten ausser unbestimmbaren Kleinforaminiferen *Globotruncana leupoldi* Bolli und *Gl. stuarti* de Lapparent festgestellt werden.

Eine stratigraphische Gliederung der Wangschichten lässt sich an Hand der Globotruncanen nicht durchführen. Ebensowenig konnte eine durchgehende

[10a]) Im kleinen Melchtal finden sich auf frischen Bruchflächen von Wangschichten oft mehrere Dezimeter grosse Flecken von dunkelbraunem Erdöl.

Gliederung in Wangschiefer unten und Wangkalke oben vorgenommen werden, einerseits wegen der grossen lithologischen Veränderlichkeit, andrerseits der tektonischen Verhältnisse wegen.

Hingegen können wir bei den Wangschichten des Untersuchungsgebiets auf Grund ihrer Mächtigkeit, von SW nach NE, folgende Zonen unterscheiden:

1. Zone der mächtigen Wangschichten im Kl. Melchtal.
2. Zone der geringmächtigen Wangschichten N von Ennetstocken.
3. Zone der mittleren Wangmächtigkeiten bei Obstocken.

1. In der Zone der mächtigen Wangschichten im Kl. Melchtal

können wir folgendes Profil feststellen, welches allerdings nur für die Basis, am Weg vom Kl. Melchtal nach Bärfallen, genauere Angaben erlaubt:

ca. 100 m Amdenermergel, gegen oben etwas sandig werdend
ca. 0,4 m quarzitische, glaukonit- und pyritführende Basisbank der Wangschichten, mit wulstiger Unterseite
1,5—2 m dünnbankiger Wangkalk (Bankdicke zwischen 10—20 cm, gegen oben abnehmend auf 5 cm), übergehend in
ca. 20 m Wangschiefer. Übergang in
ca. 200 m grobbankigen bis klotzigen, kieseligen Wangkalk
5—10 m Lithothamnienkalk (Lutétien).

Die Mächtigkeitsangabe von ca. 200 m beruht hier wie bei Zimmermann (Lit. 62, p. 33) auf einer Schätzung. Genaue Messungen sind der tektonischen Verhältnisse wegen unmöglich. Die Schätzung entspricht einigermassen den Mächtigkeiten, welche Vonderschmitt für die SW Fortsetzung unserer Wangschichten in der Gegend von Giswil angibt (150—200 m) (Lit. 59, p. 7). Sie liegt also im Bereich des Möglichen.

Vom Kl. Melchtal gegen NE nimmt die Mächtigkeit der Wangschichten allmählich ab, und wir treten beim Bächlein, das von Ennetstocken gegen das Zollhaus fliesst (im folgenden „Zollhausbächlein" genannt), in die

2. Zone der geringmächtigen Wangschichten.

Wir finden in diesem Bächlein von oben nach unten folgendes Profil aufgeschlossen (vgl. Fig. 4).

Von K. 770 –680 Amdenerschichten
bei K. 650 Amdenerschichten (mit *Globotruncana leupoldi* Bolli). Auf gleicher Höhe, am linken Ufer, einige Meter vom Bächlein entfernt
ca. 1 m brauner Wangkalk (mit *Globotr. leupoldi* und *stuarti*)
2 m stark zerknetete, sandig glimmrige Mergelschiefer
0,7 m heller Quarzsandstein
auf K. 640 also ca. 10 m weiter unten, finden wir wieder im Bächlein: Amdenerschichten; sie ziehen bis
K. 630 hinunter. Es folgt eine ca. 10 m mächtige Zone, wo grosse und kleinere Wangblöcke auf und in die Amdenerschichten gepresst sind (Bergsturz). Darunter setzen sich die Amdenerschichten (mit *Gl. lapparenti* und *leupoldi*) fort bis zu
K. 610 Hier werden sie unterlagert von einer
ca. 2 m mächtigen Folge von Wangkalken und -schiefern, der Kalk in linsenförmigen Bänken (beide mit *Gl. stuarti*)
1,3 m Lithothamnien-Nummulitenkalk, mit grobbrecciösem Transgressionskonglomerat an der Basis (vgl. p. 58). Die Oberseite des verkehrt liegenden Nummulitenkalkes ist glaukonitführend und geht langsam in grobsandige, glaukonitische Schiefer über. Er keilt seitlich aus, so dass der Wangkalk direkt mit den Fleckenmergeln in Kontakt kommt. Es folgen
ca. 8 m sandige, glimmerige Globigerinen-Fleckenmergel

ca. 0,5 m grobsandige Mergelschiefer mit grossen, hellen Glaukonitkörnern, wieder überleitend zu

2 m Lithothamnien-Nummulitenkalk, unterlagert von

ca. 15 m Wangschichten. Diese sind in ihrem obern Teil knollig-linsig wie bei K. 610 und gehen nach unten in eine normal gebankte Schichtfolge über.

Bei K. 583 wird der Wangkalk von Amdenerschichten unterlagert. Der Kontakt ist stark versintert, scheint aber normal zu sein.

Von K. 565 an folgen unter den Amdenerschichten mit normalem Kontakt wiederum Wangschichten. Diese reichen bis hinunter ans Strässlein, das vom Zollhaus ins Kl. Melchtal führt.

Bei K. 545 stossen diese Wangschichten mit einer schmalen Zone von linsenförmigen, in Schiefer eingelagerten Kalkbänklein, einerseits an Lithothamnienkalk (normaler Kontakt, verkehrte Lagerung) und andrerseits direkt an sandige Mergelschiefer (Stadschiefer?) (anormaler Kontakt). Ob der Lithothamnienkalk hier tektonisch abgequetscht wurde oder stratigraphisch auskeilt, ist nicht mit Sicherheit festzustellen (vgl. Lit. 62, p. 33).

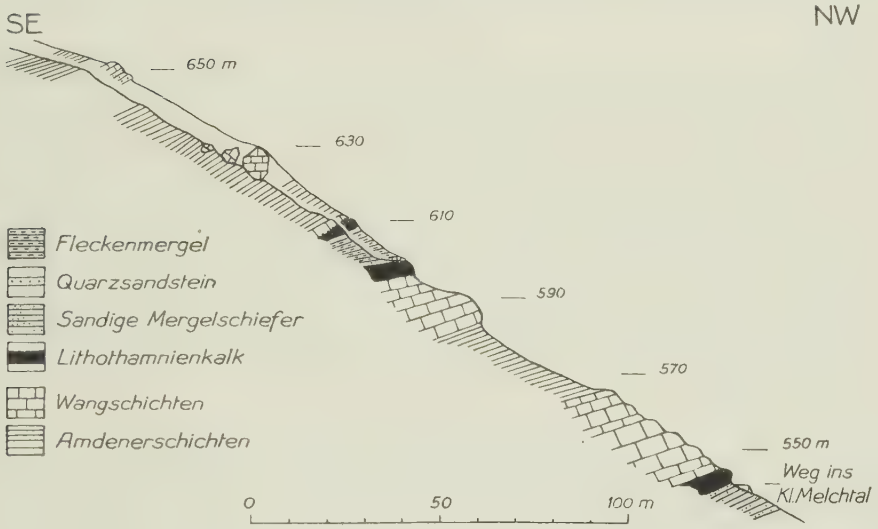


Fig. 4. Profil im Zollhausbächlein bei Ennetstocken.

Die hier auftretende mehrmalige Wiederholung der gleichen Schichtfolge können wir, wie aus den Profilen (Taf. 2, Fig. 1) ersichtlich ist, als einfache Mulden und Faltenbildung deuten. Für uns ist aber im Moment nur die Tatsache des Auftretens ausserordentlich kleiner Mächtigkeiten im Wangkalk interessant. Wir finden also knappe 650 m vom Kl. Melchtal entfernt, wo die Mächtigkeit auf ca. 200 m geschätzt wird, solche von nur 1 und 2 m. Wie aus dem Profil hervorgeht, handelt es sich nicht um tektonische Reduktion. Von SE nach NW nimmt allerdings die Mächtigkeit der Wangschichten im Profil wieder von 2 auf ca. 30 m zu. Eine entsprechende Zunahme ist auch gegen NE festzustellen. Wir treten damit in die

3. Zone der mittleren Wang-Mächtigkeiten.

Diese Zone umfasst das Gebiet der Wangflühe unterhalb Obstocken. Leider ist die Mächtigkeit nirgends mit Sicherheit festzustellen. Den einzigen guten Auf-

schluss quer zum Streichen finden wir am nordöstlichsten Vorkommen der Wangschichten. Diese ruhen mit stark glaukonitischer Basis den Amdenerschichten auf. Doch sind gerade dort starke Sackungserscheinungen vorhanden, die eine genaue Messung verunmöglichen. Allem Anschein nach beträgt aber auch in dieser Zone die Mächtigkeit nirgends mehr als 30—50 m.

Von hier gegen NE, bis zur Gräfimatt, fehlen die Wangschichten vollständig; einzig als Schürflinge im obereocaenen Flysch können da und dort kleinere Schichtpakete beobachtet werden (vgl. p. 51).

DAS AUSKEILEN DER WANGSCHICHTEN:

Aus dem oben Gesagten geht also hervor, dass die Wangschichten vom Kl. Melchtal gegen NE rasch auskeilen. Im Zollhausbächlein erreichen sie ihre minimale Mächtigkeit (1—2 m). Sie setzen sich aber dann gegen NE wieder etwas mächtiger werdend fort, bis in die Flühe unterhalb Obstocken, wo sie plötzlich aufhören.

Für das Auskeilen der Wangschichten können keine tektonischen Ursachen verantwortlich gemacht werden, wie aus dem Profil im Zollhausbächlein deutlich ersichtlich ist. Die Reduktion kann auf folgende Arten zustande gekommen sein:

a) Durch einen seitlichen Wechsel von Wangfazies zu Amdenerfazies, wie dies in der Literatur schon öfters erwähnt worden ist (Lit. 31, p. 9; 62, p. 60; 11, p. 321). Diese Möglichkeit wird im Untersuchungsgebiet durch die Beobachtung gestützt, dass die Mächtigkeit der Amdenerschichten E von Obstocken plötzlich auf über 300 m anwächst, gegenüber ca. 100 m im Kl. Melchtal. Auch konnten in diesen Schichten an verschiedenen Stellen (z. B. Erlenbach K. 650, Zollhausbächlein, vgl. Prof. p. 22) *Globotruncana leupoldi* Bolli festgestellt werden, eine Form, die nach Bolli in der helvetischen Kreide nur in den Wangschichten vorkommt (Lit. 11, p. 239).

b) Durch eine ursprüngliche Ablagerung der Wangschichten und nachherige Abtragung vor und bei der Transgression des eocaenen Lithothamnienkalkes. Dass eine Abtragung stattgefunden hat, wird durch die, an mehreren Stellen deutlich sichtbare, diskordante Auflagerung des Lithothamnienkalkes bewiesen, wie sie auch Zimmermann verschiedentlich beschreibt (Lit. 62, p. 33 ff). Ebenso spricht das Transgressionskonglomerat an der Basis des Lithothamnienkalkes bei K. 610 im Zollhausbächlein für eocaene Aufarbeitung. Wir müssen in diesem Fall also eine Abtragung von ca. 200 m Wangschichten auf ca. 600 m Distanz annehmen. Dies scheint vielleicht etwas viel, doch kennen wir ähnliche Beispiele von der Transgression der Wangschichten (z. B. am Wilerhorn (Lit. 52, p. 177) und im Rawilgebiet (Lit. 50, p. 372)).

c) Am wahrscheinlichsten scheint uns eine Kombination beider Möglichkeiten, d. h. wir erklären die Reduktion der Wangschichten nicht nur durch einen faziellen Ersatz durch Amdenerschichten von unten, sondern auch durch tertiäre Abtragung von oben.

Das völlige Fehlen der Wangschichten im Gebiet zwischen Obstocken und Gräfimatt aber allein auf diese Faktoren zurückzuführen, scheint uns angesichts der Unmittelbarkeit ihres Verschwindens bei Obstocken, wo die Mächtigkeit doch noch ca. 30 m beträgt, unwahrscheinlich. Wir möchten eher annehmen, dass die im NE nur noch geringmächtigen Wangschichten bei der Überschiebung des eocaenen Flyschs abgeschert und mitgerissen worden sind. Dafür sprechen die

zahlreichen, grösseren und kleineren Schürfpakete von Wangkalken, welche wir nicht nur in der Unterlage des Schlierenflyschs (Lit. 19, p. 206), sondern auch an verschiedenen Stellen in der Flyschmulde von Sachseln NE von Obstocken finden (vgl. p. 51).

B. DAS HELVETISCHE TERTIÄR.

HISTORISCHER ÜBERBLICK.

Das helvetische Tertiär unseres Untersuchungsgebietes ist schon von verschiedener Seite bearbeitet worden. Dabei befassten sich die meisten Autoren ausschliesslich mit der Beschreibung des Gebietes zwischen Sachseln, Sarnen und Kerns, also mit den eocaenen Bildungen des Muetterschwandenberges, des Hohbruckgewölbes und der sog. „Schuppenzone". Das auf Wangschichten transgredierende Eocaen bei Obstocken wurde stark vernachlässigt. Nur in den regionalen Beschreibungen von F. J. Kaufmann (Lit. 33, p. 63) und F. Zimmermann (Lit. 62, p. 33) finden wir es kurz erwähnt.

Die erste ausführliche Beschreibung des „Hügellandes von Sachseln und Kerns" gab Kaufmann im Jahre 1886 (Lit. 33, p. 115). Er fasste die eocaenen Bildungen jener Gegend auf als eine stratigraphische Folge von harten Nummulitenkalken, wechsellagernd mit weichen Mergelschiefern. Diese „Mergelfazies mit Kalklagen" bezeichnete er als „Melchaafazies oder Melchaaschichten" und stellte sie den mehr glaukonitischen Schichten am Muetterschwandenberg, der „Bürgenfazies oder den Bürgenschichten" gegenüber. Diese beiden Ausbildungsarten stellte Kaufmann zusammen mit der Sandfazies der „Hohgantschichten" als gleichaltrige Bildungen zu seinen „Complanatenschichten" (Parisienstufe = Lutétien), welche ihrerseits die Basis seiner mitteleocaenen „Pilatusschichten" bildeten. Als obern Teil der „Pilatusschichten" betrachtete er die Pectinitenschiefer (Bartonstufe).

Arn. Heim (Lit. 28, p. 98), der nächste Bearbeiter (1908), bestritt dann den Zusammenhang zwischen Melchaafazies und Bürgenfazies. Er betrachtete vielmehr die Schichtfolge von Mergeln und Nummulitenkalken als Flysch und stellte sie den Bildungen am Flibach bei Weesen gleich. Damit wanderte die „Melchaafazies" hinauf in die Gruppe des „untern Flyschs" (oberes Lutétien) und wurde den „Rigischichten" Kaufmanns gleichgesetzt. Zu dieser Ansicht gelangte Arn. Heim vor allem durch das Profil S des Hohbruckgewölbes, das er von Unter Hag bis Flüeli, teilweise im Detail, meistens aber nur flüchtig beschrieb. Hiebei unterliefen ihm nicht nur Ungenauigkeiten in der Darstellung der Schichtfolge, sondern auch in der Bestimmung der Grossforaminiferen[11]).

J. Boussac stützte sich in seinem Werk „Le Nummulitique Alpin" (Lit. 13, p. 460) 1912 fast ausschliesslich auf die Darstellungen von Arn. Heim und von F. J. Kaufmann.

Erst A. Buxtorf brachte mit einer kleinen Notiz im Jahre 1913 (Lit. 16, p. 683) Klarheit in diese verwickelten geologischen Verhältnisse. Seine Neuuntersuchungen in der Gegend von Kerns ergaben nämlich:

---

[11]) So konnten z. B. die Formen *Nummulites gallensis* und *Assilina granulosa*, welche Arn. Heim vom Nummulitenkalk bei Stolzenfels erwähnt, weder dort, noch irgendwo sonst im Untersuchungsgebiet gefunden werden. Auch Prof. W. Leupold ist nach einer freundlichen Mitteilung der Ansicht, dass es sich hiebei wahrscheinlich um Fehlbestimmungen handelt.

„...dass bei Kerns nicht etwa mehrere ähnlich beschaffene und durch Schieferzwischenlagen getrennte Nummuliten-Kalkriffe auftreten, sondern es sich immer um ein und dieselbe Nummulitenkalkbank handelt, die durch Faltung, Schuppenbildung usw. mehrfach wiederkehrt und durch Brüche und Zerreissungen in einzelne Riffe aufgelöst erscheint. Wo günstige Aufschlüsse vorliegen, lässt sich in fast jedem einzelnen Riff dieselbe Schichtfolge erkennen, wie z. B. in den Normalprofilen am nahen Muetterschwandenberg, d. h. es folgen aufeinander: Assilinengrünsand, Complanatenkalk, Pectinitenschiefer (mit Sandsteinen), Stadschiefer; dazu treten in einzelnen Schuppen auch noch die die Assilinengrünsande unterteufenden senonen Seewermergel."

Entsprechend dieser Deutung der Vielzahl der Nummulitenkalk-Riffe bei Kerns als Repetition entstanden durch tektonische Störungen im S-Schenkel des Muetterschwandenberggewölbes, bezeichnete Buxtorf auch die Nummulitenkalk-Riffe von Sachseln–Flüeli nicht als stratigraphische Folge, sondern lediglich als eine Verschuppung im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes. Damit verlor aber auch die Unterscheidung einer besondern „Melchaafazies" jegliche Berechtigung. Diese wesentlichen Erkenntnisse Buxtorfs, welche auch auf den Profilen zur geol. Vierwaldstätterseekarte (Lit. 61) zur Darstellung gelangen, entbehren in ihrer Form als knapp gehaltene Mitteilung einer ausführlichen Begründung an Hand von Detailprofilen. Dies soll nun in unserer Arbeit nachgeholt werden. Inwiefern sich dabei noch gewisse Änderungen an den Ansichten Buxtorfs ergeben, ist aus der zusammenfassenden Diskussion am Schlusse dieses Kapitels ersichtlich (vgl. p. 39).

In neuster Zeit wurden die Nummulitenbildungen von Kerns–Sachseln nun von W. Leupold und seinem Schüler J. Schumacher, besonders in mikropaläontologischer Hinsicht, eingehend untersucht. Doch ist leider noch keine dieser Arbeiten veröffentlicht. Nur in einer kurzen Notiz schrieb Leupold im Jahre 1942, im Zusammenhang mit der „tektonischen Gliederung der Flyschmassen der Zentralschweiz" über die „Flysch-Schuppenzone von Obwalden"[12]) (Lit. 37, p. 282):

„Die Schuppenmassen beider Zonen (von Kerns und von Sachseln) gehören, wie dies Buxtorf betont hat, unmittelbar zur unterliegenden tieferen helvetischen Kreide der ganzen Synklinalzone zwischen Muetterschwandgewölbe und Niederbauengewölbe; die Schuppenmassen sind demnach, entsprechend auch der Fazies der Nummulitenbildungen, durchaus lokalen, mittelhelvetischen Ursprungs und nur infolge der Beweglichkeit der Oberkreide von ihrer Unterlage etwas ab- und zusammengeschürft worden."

ALTER UND GLIEDERUNG.

An eine Gliederung und altersmässige Einordnung der tertiären Schichten kann heute aus folgenden Gründen nur mit Vorsicht herangegangen werden: Der stratigraphische Leitwert der Discocyclinen ist vorderhand noch sehr unbestimmt, derjenige vieler Nummuliten und Assilinen oft umstritten. Es sei in dieser Hinsicht nur die Arbeit von R. Abrard erwähnt (Lit. 1, p. 179).

Für das Helvetikum hat nun W. Leupold neuerdings eine umfassende Stratigraphie des Eocaens an Hand gut bestimmter Grossforaminiferen aufgestellt und diese 1946 an der Flyschtagung der Schweiz. geol. Ges. vorgelegt. Aus dieser, leider noch unveröffentlichten Zusammenstellung war ersichtlich, dass das vollständig ausgebildete helvetische Lutétien aus mehreren, verschieden alten „Com-

[12]) U. E. sollte hier nicht von einer „Flysch"-Schuppenzone gesprochen werden, handelt es sich doch nicht um eine stratigraphische Folge von Mergeln und Kalken, sondern um eine rein tektonische Erscheinung, und zwar im helvetischen Tertiär.

planatenkalken", Grünsanden und Sandsteinen besteht. Von den verschiedenen Horizonten, die er aufführte, treten in unserem Untersuchungsgebiet nur folgende Stufen auf:

Von oben nach unten:

Stadschiefer
Quarzsandstein
Pectinitenschiefer
Nummulitengrünsand[13]) (= unterer Grünsand des Oberlutétien Leupold)
Nummulitenkalk (= Uroniensiskalk Leupold).
Assilinengrünsand (= Exponensgrünsand Leupold)

Die Faunen dieser Eocaenhorizonte werden, wie schon erwähnt, momentan von Leupold und Schuhmacher im Detail bearbeitet. Wir legen im folgenden deshalb mehr Wert auf eine ausführliche lithologische Beschreibung, welche für die Parallelisierung der verschiedenen Nummulitengesteine und damit auch für ihre tektonische Gliederung von grosser Wichtigkeit sein wird (vgl. p. 39).

Aus den drei untersten, der oben genannten Stufen wurden von uns aber doch einige Grossforaminiferen bestimmt. Für die Bestimmung wurden neben der Vergleichssammlung von H. Schaub (im geol.-pal. Institut in Basel) vor allem folgende Autoren benutzt:

Für *Nummulites millecaput* Boubée A und B: Llueca (Lit. 40, Taf. VII, Fig. 1—4) Boussac (Lit. 12, Taf. V, Fig. 9—10).
Für *Nummulites uranensis*[13a]) de la Harpe A und B: Arn. Heim (Lit. 28, Taf. I, Fig. 4—5, Taf. II, Fig. 1—3, 16—18).
Für *Assilina exponens* Sowerby (= B) und A (= olim *Ass. mamillata* d'Arch.): Arn. Heim (Lit. 28, Taf. VII, Fig. 1—14, 17, 35—37).
Für *Discocyclina discus* Rütimeyer: Arn. Heim (Lit. 28, Taf. VIII, Fig. 20—22).

Diese Fauna spricht für Lutétien-Alter der Nummuliten und Grünsandbildungen im Untersuchungsgebiet. Dabei zählen wir im folgenden, nach den Ausführungen von Leupold[14]), den Assilinengrünsand und den Nummuliten-Lithothamnienkalk zum untern Lutétien, den Nummulitengrünsand zum obern Lutétien. Die darauf folgenden jüngeren Schichten können wir nur an Hand von Vergleichen mit angrenzenden Gebieten oder in Analogie zu früheren Arbeiten einordnen. So werden im allgemeinen die Pectinitenschiefer ins Oberlutétien, die Stadschiefer ins Priabonien gestellt. Der Quarzsandstein wurde bis jetzt meistens als „Hohgantsandstein" bezeichnet und dem Lutétien zugeordnet. Nachdem nun Leupold eine ganze Reihe von Quarzsandsteinen im obern Lutétien und Priabon unterscheiden konnte, möchten wir in unserm Fall, wo es an bestimmbaren Fossilien fehlt, eine Einordnung unterlassen. Wir begnügen uns im folgenden mit der Bezeichnung „Quarzsandstein".

Obwohl sämtliche Bildungen des helvetischen Tertiärs im Untersuchungsgebiet den gleichen Altersstufen entsprechen, möchten wir doch die Beschreibung

---

[13]) Entspricht dem „Nummulinengrünsand" von Buxtorf (Lit. 15, p. 35).

[13a]) *N. uranensis* de la Harpe = olim *N. uroniensis* Arn. Heim. Die Namensänderung erfolgte auf Grund der Regeln für die palaeontologische Nomenklatur, nach welchen immer der ursprüngliche Namen zu verwenden ist. (Vgl. Anmerkung Nr. 1 in der Arbeit von J. Schumacher: Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. 41, 1948.)

[14]) Leupold unterscheidet in der helvetischen Region basales, unteres und oberes Lutétien.

auf Grund der Ausbildungsunterschiede von N nach S in folgender Reihenfolge vornehmen:

I. Das Eocaen der Bürgenstock-Decke
transgressiv auf Amdenerschichten (am Ramersberg und bei Wolfgrube)

II. Das Eocän der Drusberg-Decke
a) transgressiv auf Amdenerschichten (im Hohbruckgewölbe und in der Schuppenzone Sachseln–Kerns)
b) transgressiv auf Wangschichten (bei Obstocken).

I. Das Eocaen der Bürgenstock-Decke.

Vom Eocaen der Bürgenstock-Decke können im Untersuchungsgebiet nur in der Gegend von Sarnen einige Aufschlüsse beobachtet werden: Im kleinen Gewölbe von Ramersberg-Landenberg und bei Voribach-Wolfgrube, im untertauchenden SE-Schenkel des Muetterschwandenberggewölbes.

a) Das Eocaen am Ramersberg-Landenberg.

Ein gutes Profil zeigt uns der leicht begehbare Aufschluss an der Strasse Sarnen–Ramersberg (Koord. 662,22/194,2) wenig oberhalb des Landenbergs. Obwohl einige Störungen (Sackungserscheinungen) die Profilaufnahme erschweren, können folgende Angaben gemacht werden. (Da die Obergrenze gegen die Pectinitenschiefer einen sichern Anhaltspunkt bildet, erfolgt die Aufzählung von oben nach unten):

1. ca. 20 m Pectinitenschiefer, mit zunehmendem Glaukonitgehalt gegen unten. Übergehend in
2. 1,2—1,5 m dunkelgrünen Glaukonit-Sandkalk, mit einer Fauna von grossen Discocyclinen und kleinen Nummuliten an der Basis.
3. ca. 1 m blaugrauer, feinspätiger Nummulitenkalk mit schlierigem Glaukonit und kleinen Nummuliten und Discocyclinen übergehend in
4. 6—8 m feinspätig hellbraunen Nummulitenkalk, der gegen unten dunkel und sandig wird.
5. ca. 12 m Nummulitenkalk, oben mit fossilreichen Schichten (u. a. *N. millecaput* und *N.* cf. *uranensis*) und Grünsandschlieren, gegen unten mit zunehmendem Glaukonitgehalt und kleinen Nummuliten, übergehend in
6. 3—4 m rötlich-dunkelgrünen Glaukonitsandkalk mit Schlieren von Hämatit.
   Die Fortsetzung nach unten ist ca. 50 m weiter nördlich am kleinen Fussweg durch den Wald aufgeschlossen und lässt, obwohl schlecht zugänglich, folgendes erkennen:
7. 6—7 m stark hämatitischer Grünsandkalk, wie 6., mit nach unten zunehmendem Quarzgehalt. Die untersten paar Dezimeter sind als graue, etwas glaukonithaltige, sandige Mergelschiefer ausgebildet (pectinitenschieferähnlich).

Der Kontakt mit den liegenden Amdenerschichten konnte nirgends beobachtet werden.

b) Das Eocaen bei Voribach-Wolfgrube.

Wo der südwestlichste Ausläufer des SE-Schenkels des Muetterschwandenberggewölbes unter die Alluvionen der Aa bei Sarnen taucht, ist seine tertiäre Hülle an verschiedenen Orten gut aufgeschlossen (vgl. Lit. 33, p. 133ff):

1. Das Profil bei Wolfgrube (Koord. 662,8/194,9)

ist auf Fig. 9 dargestellt. Es zeigt eine zusammenhängende Serie vom Kontakt mit den Amdenerschichten bis zu den Pectinitenschiefern, ist aber nicht sehr leicht zugänglich. Für eine Begehung viel besser geeignet sind die beiden Aufschlüsse an der Strasse von Sarnen nach Kerns, weshalb sie hier kurz besprochen sein sollen:

2. Das Profil bei Voribach (Koord. 662,4/194,3).

Wir finden dort auf der Nordseite der Strasse, etwas unterhalb des Strassenniveaus, eine kleine Felswand, welche als Basis des Profils zeigt:

1. ca. 8 m hellbraunverwitternde, frisch blaugraue, sandig-glimmrige Kalkmergelschiefer mit wenig Glaukonit (oft sehr grosse Körner) und einzelnen Discocyclinen, Assilinen und Tubulostien. Die grosse Ähnlichkeit dieser Schichten mit Pectinitenschiefern veranlasste KAUFMANN bei der Beschreibung dieses Profils sie als Hangendes der Nummulitenkalkbildungen zu betrachten (Lit. 33, p. 134). Es handelt sich jedoch um eine spezielle Ausbildungsart des Assilinengrünsandes, welcher das Liegende des Nummulitenkalkes bildet.
   Gegen oben zeigen diese Schiefer eine Zunahme des Glaukonit- und Kalkgehaltes, so dass der erste Aufschluss direkt an der Strasse folgende Ausbildung der Schichten zeigt:
2. ca. 2 m glaukonitreicher, schwach sandiger, dunkler Nummulitenkalk. Dieser führt im obersten halben Meter eine reiche Fauna von dünnen, mittelgrossen Assilinen und Discocyclinen, sowie Nummuliten.
   Eine direkte Verbindung mit dem nächsten Aufschluss einige Meter weiter oben an der Strasse besteht nicht, doch dürfen die dort anstehenden Schichten (3.) als normale Fortsetzung des Profils angesehen werden.
3. ca. 10 m hellbraune Nummulitenkalke, an der Basis oft noch sandig-glimmrig und glaukonitführend. Nach oben gehen sie, von Austernbänken durchsetzt, in lithothamnienführenden „Complanatenkalk" über (in der Wiese hinter dem Haus aufgeschlossen). Die nächsten Aufschlüsse an der Strasse zeigen noch Pectinitenschiefer, der obere Grünsand ist nicht aufgeschlossen. Wir dürfen aber auf Grund von Vergleichen mit dem zusammenhängenden Profil von Wolfgrube (Fig. 9, Nr. 1)
   den Aufschluss bei Boll (Koord. 662,75/194,4)
   am linken Strassenbord etwas oberhalb der Kapelle, wenn auch nicht als direkte Fortsetzung, so doch als Beispiel für die Ausbildung des obern Teiles des Nummulitenkalkes betrachten. Wir finden dort vom Strassenniveau an aufwärts folgende Schichtfolge:
4. ca. 1 m leicht grünlicher Nummulitenkalk mit *N. millecaput* und dünnen, mittelgrossen Nummuliten und Discocyclinen.
5. ca. 0,5 m brauner Nummulitenkalk mit Glaukonit in Schlieren. Fauna wie 4.
6. ca. 0,3 m dichter Grünsandkalk mit vielen kleinen Nummuliten und Discocyclinen, aber auch grossen Formen (*N. millecaput*, *D. discus* usw.) und Pecten spez. (Basis des Nummulitengrünsandes).
7. ca. 1 m dichter Grünsandkalk (Nummulitengrünsand) dessen Glaukonitgehalt nach oben abnimmt, so dass er schliesslich übergeht in
8. ca. 2 m Pectinitenschiefer.

VERGLEICHENDE ZUSAMMENFASSUNG.

Aus den oben beschriebenen Profilen lässt sich folgende charakteristische Ausbildung des Eocaens der Bürgenstock-Decke in der Gegend von Sarnen erkennen. (Zum Vergleich wurde noch eine Zusammenfassung der Beschreibungen von

Buxtorf über die Ausbildung des Tertiärs am Bürgenstock selber beigefügt, Lit. 15):

	Am Bürgenstock N	Am Ramersberg–Landenberg	Bei Voribach–Wolfgrube S
Stadschiefer	In üblicher Ausbildung, aus den Pectinitenschiefern hervorgehend		
Quarzsandstein			Nur an einer Stelle aufgeschlossen: W-Seite des Ennetriederwaldes. ca. 3 m
Pectinitenschiefer	10—15 m	Oft hart und quarzreich (sandsteinähnlich). Gegen oben meistens Übergang in die Stadschiefer	
Nummulitengrünsand	mit grossen dünnen Nummuliten 0,5—1 m	Grünsandkalk mit Fossilschicht an der Basis 1,5—1,3 m	
Nummulitenkalk	häufig etwas spätig, mit meist schwachem Glaukonitgehalt ca. 25 m	Im obern Teil hellbraun spätig; an der Basis dunkel, sandig. Glaukonit oft in Schlieren 20—25 m	Oben Complanatenschichten mit Lithothamnien. Mitte: hellbraun, glaukonitführend, Basis oft sandig glimmrig ca. 12 m
Assilinengrünsand	Grünsande und Grünsandkalke, dunkelgrün bis schwarz ca. 15 m	Hämatitisch-glaukonitischer Sandkalk mit kleinen Assilinen und Nummuliten. Nur an der Basis pectinitenschieferähnlich. 10—15 m	Vorwiegend sandige, glaukonitarme Schiefer und Sandkalke (pectinitenschieferähnliche Fazies) 8—10 m

Ein Vergleich des Eocaens dieser drei Vorkommen zeigt uns eine beinahe vollständige Übereinstimmung von Ausbildung und Mächtigkeit der Schichten am Bürgenstock und derjenigen am Ramersberg–Landenberg. Die Vorkommen von Voribach–Wolfgrube hingegen zeigen eine eigentümliche, glaukonitarme Fazies des Assilinengrünsandes. Diese „pectinitenschiefer-ähnliche" Ausbildung der untersten Bänke des Assilinengrünsandes erwähnt Buxtorf auch aus der Gegend von Ennetbürgen an der Südabdachung des Bürgenstockes. Sie scheint aber bei uns, am SW-Ende der Bürgenstock-Decke noch viel ausgeprägter zu sein, umfasst sie doch fast die ganze Mächtigkeit des Assilinengrünsandes. Ähnliche Verhältnisse wie am Bürgenstock selber, finden sich hingegen in den Aufschlüssen am Ramersberg und, wie wir später sehen werden, auch im N-Nummulitenkalkzug des Hohbruckgewölbes (vgl. Fig. 8), wo nur noch die Basis des Assilinengrünsandes einige Dezimeter der glaukonitarmen, pectinitenschiefer-ähnlichen Fazies zeigt. Das Ganze ist also eine recht lokale Erscheinung.

Ausser dieser Fazieseigenart zeigen die Eocaen-Vorkommen bei Voribach-Wolfgrube eine allgemeine Abnahme der Mächtigkeit gegenüber derjenigen am Ramersberg–Landenberg. Wie aus Fig. 5 ersichtlich ist, nähern sich die Mächtigkeiten denjenigen, welche die im S darauf folgenden Nummulitenbildungen des Hohbruckgewölbes und der Schuppenzonen aufweisen. Für die sich daraus ergebenden Folgerungen sei auf die zusammenfassende Diskussion am Schluss (p. 39) verwiesen.

II. Das Eocaen der Drusberg-Decke.

a) Transgressiv auf Amdenerschichten.

Das direkt auf Amdenerschichten transgredierende Eocaen der Drusberg-Decke erstreckt sich vom Tertiär des Muetterschwandenberges im N bis zum auf Wangschichten transgredierenden Eocän bei Obstocken im S. Es umrahmt die Oberkreide-Schichten des Hohbruckgewölbes (Falte I) und ist als wesentlichster Bestandteil am Aufbau der Schuppenzonen von Sachseln und Kerns beteiligt (vgl. Taf. I, Fig. 1). In den eocaenen Schichten dieser Gegend wurden nun von uns über 60 Detailprofile aufgemessen, von denen auf Fig. 9 15 der typischsten dargestellt sind. Dabei wurde in diesen Profilen, die für die einzelne Schuppe grösstmögliche Mächtigkeit angegeben. Denn die Beobachtungen im Feld zeigen uns, dass die Mächtigkeit der Nummulitenkalke in jeder Richtung recht stark wechseln kann, manchmal bis zum völligen Auskeilen. Doch handelt es sich weder bei den Lithothamnien-, noch bei den Nummuliten-Kalken um Riffbildungen[15]) im eigentlichen Sinne, sondern vorwiegend um zusammengeschwemmtes, brecciöses Material, z. B. (Echinodermen- und Lithothamnienbreccien). Nur in den obersten Lagen der Nummulitenkalke finden sich lokal grössere Lithothamnienknollen (vgl. p. 36). Obwohl also die Profile in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit teilweise erhebliche Unterschiede aufweisen, können doch die einzelnen lithologischen Glieder gemeinsam besprochen werden. Auf die faziellen Unterschiede zwischen den einzelnen Nummulitenkalkbildungen und die sich daraus ergebenden tektonischen Folgerungen über die Zugehörigkeit der Schuppenzonen zum Hohbruckgewölbe bzw. Muetterschwandenberg, soll erst am Schluss des Kapitels in einer zusammenfassenden Diskussion eingegangen werden (vgl. p. 39). Im folgenden werden zuerst einige Detailprofile beschrieben und anschliessend die lithologische Ausbildung der Schichten im allgemeinen besprochen.

DETAILPROFILE.

A. Der eocaene Mantel des Hohbruckgewölbes.

Dieser ist an verschiedenen Stellen gut aufgeschlossen. Das schönste Profil im Nord-Schenkel des Gewölbes ist jenes bei Loh an der Strasse Kerns-

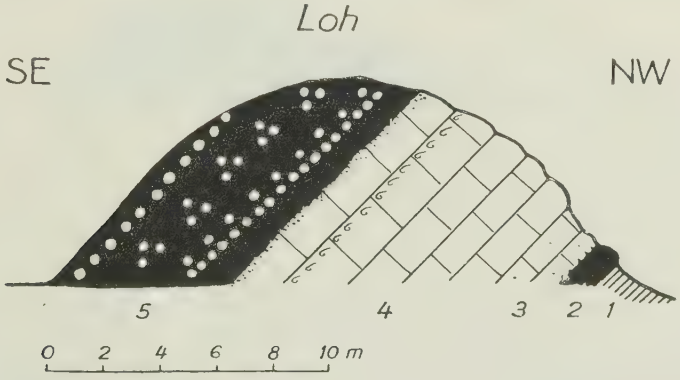


Fig. 5. Profil des Nummulitenkalkes im N-Schenkel des Hohbruckgewölbes bei Loh.

[15]) Der Ausdruck „Riff" (oder Nummulitenkalk-Riff) wird von uns also im folgenden rein morphologisch gebraucht und bedeutet soviel wie „alleinstehende Felsrippe".

Sachseln (Koord. 663,5/193,8). Wir können in der verkehrt liegenden Schichtfolge von NW nach SE, d. h. von oben nach unten, folgendes erkennen (Fig. 5):

1. ca. 1 m Pectinitenschiefer, gegen unten mit Glaukonitzunahme
2. ca. 1 m dichter Grünsand, an der Basis mit viel Pecten und Nummuliten.
3. ca. 1 m grauer bis hellgrüner Nummulitenkalk mit Glaukonit in Schlieren angereichert. Stark zerrüttet und von Calcitadern durchsetzt.
4. ca. 8 m fleckiger, grauer Nummulitenkalk mit Austernbank und nach unten zunehmendem Glaukonitgehalt.
5. 5—6 m Assilinengrünsand mit Nestern von grossen Assilinen (*exponens*) und Nummuliten (cf. *millecaput*). Oft rötliche, hämatitreiche Ausbildung des Gesteins.

Die liegenden Amdenerschichten sind hier nicht aufgeschlossen. Hingegen ist im gleichen Nummulitenkalkzug, ca. 450 m weiter NE, bei Riedmattli, an der Strasse Kerns–Melchtal (Koord. 663,92/194) die Transgression des Grünsandes auf Amdenerschichten sichtbar: Über dunkelgrauen, harten Amdenerschichten (mit (Globotruncanen) folgen einige Dezimeter schwach glaukonitische, glimmrigsandige Schiefer voll Assilinen (cf. *exponens*) und Discocyclinen. Diese Schiefer gehen gegen oben in echten Assilinengrünsand über und zeigen eine entsprechende Ausbildung wie die pectinitenschieferähnlichen Grünsande bei Voribach–Wolfgrube (vgl. p. 29).

Die Aufschlüsse von Loh und Riedmattli sind zusammengefasst dargestellt in Prof. 2, Fig. 9.

Diese Ausbildung des Eocaens ist im ganzen N-Schenkel des Hohbruckgewölbes zu beobachten: von Halten im NE bis nach Scharfrichter am Sarnersee im SW. Weitere gute Aufschlüsse finden wir z. B. dort, wo die eocänen Schichten von der Gr. Melchaa durchbrochen werden und auch weiter südwestlich, an der neuen Strasse von Sarnen nach Flüeli.

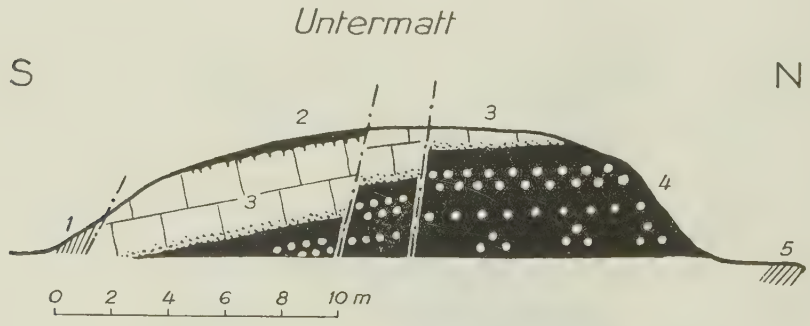


Fig. 6. Profil des Nummulitenkalkes im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes bei Untermatt.

Im Eocaen des Süd-Schenkels des Hohbruckgewölbes wurden schon von Arbenz (Lit. 7, p. 691) einige Aufschlüsse erwähnt, doch zeigen sie alle nur unvollständige Profile. Durch den Strassenbau wurde nun neuerdings ein schönes, wenn auch durch einige Sackungsbrüche leicht gestörtes Profil aufgeschlossen. Wir finden westlich der Strasse von Sachseln nach Flüeli in der Gegend der Untermatt (Koord. 662,85/192,04) von S nach N, d. h. von oben nach unten folgendes (vgl. Fig. 6 und Fig. 9):

1. Pectinitenschiefer (mit anormalem Kontakt an den Nummulitenkalk stossend)
2. dichter Nummulitengrünsand in Relikten
3. ca. 2 m Nummulitenkalk, oben bräunlich sandig, gegen unten Zunahme des Glaukonits und der grossen Foraminiferen
4. ca. 5 m Assilinengrünsand mit verschiedenen Lagen von Assilinen (cf. *exponens*) und Nummuliten (cf. *millecaput*). Im untern Teil oft rötlich, hämatitisch ausgebildet.
5. Amdenerschichten, erst im Wegeinschnitt aufgeschlossen.

In dieser Ausbildung können wir den eocaenen Südschenkel des Hohbruckgewölbes von Halten im NE über Unter Hag bis zur Sachsler Allmend im SW verfolgen. Bei Scharfrichter am Sarnersee ist er noch einmal aufgeschlossen; das Hohbruckgewölbe ist also im N und S vollständig von den eocaenen Schichten umrahmt.

B. Die Schuppenzonen von Sachseln und Kerns.

Wie wir später sehen werden, bildeten die beiden Zonen von Sachseln und von Kerns ursprünglich eine einzige Schuppenmasse im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes, welche erst nachträglich zerrissen und getrennt wurde. Die Nummulitenkalk-Schuppen von Sachseln und von Kerns entsprechen sich in Ausbildung und Aufbau fast vollständig. Trotzdem soll hier von jeder Zone ein Beispiel der eocaenen Schichtfolge gegeben werden. In der Schuppenzone von **Sachseln** seien die Profile in der kleinen Nummulitenkalkmulde bei Flüeli beschrieben[16]). Wir finden dort von der Ausbeutungsstelle des Assilinengrünsandes im SE, gegen NW folgende Schichtreihe (vgl. Fig. 7):

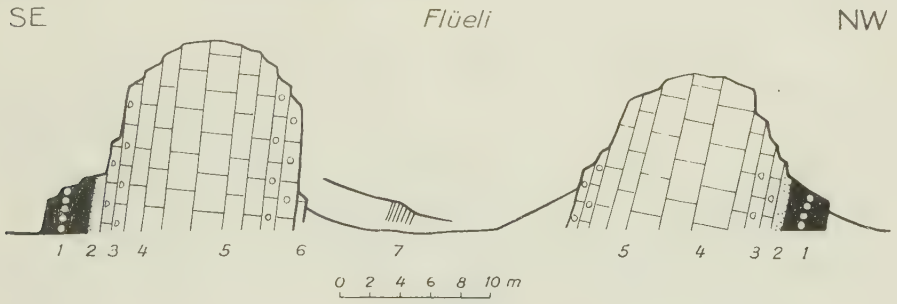


Fig. 7. Profil durch die Nummulitenkalk-Mulde bei Flüeli in der Schuppenzone von Sachseln.

1. ca. 2,5 m hellgrüner Glaukonitsandstein mit verschiedenen Lagen und Nestern von Assilinen (cf. *exponens*) und Discocyclinen (cf. *discus*). Daneben auch *Ostrea*, *Pecten* und *Tubulostium*. (Die Mächtigkeitsangabe von 6 m bei Arn. Heim ist reichlich zu hoch gegriffen, auch wenn er den folgenden glaukonitreichen Nummulitenkalk noch dazu zählte)

[16]) Dies geschieht vor allem auch, um die irreführende Darstellung zu berichtigen, welche Arn. Heim (Lit. 28, p. 100) von dieser Stelle gibt. Unser Profil verläuft längs dem linken Rand der Detailkarte der Nummulitenkalk-Schuppenzone in der Schlucht der Gr. Melchaa (Taf. II, Fig. 2). Das Nummulitenkalkriff mit dem Kirchlein von Flüeli bildet den etwas gehobenen Muldenschluss beider Muldenschenkel, welche von jenem durch einen Querbruch abgetrennt sind. Das Riff mit dem Kirchlein darf also weder als die Fortsetzung des einen noch des andern Schenkels allein aufgefasst und in die Profilebene projiziert werden, wie dies Heim tut. (Vgl. dazu die Anmerkung von A. Buxtorf Lit. 16, p. 684 und die Ausführungen von P. Arbenz Lit. 7, p. 692.)

2. 1,5 m stark glaukonitischer Nummulitenkalk, oft mit Echinodermenspatsplittern. Nach oben Abnahme des Glaukonits und grauer-werden des Kalkes bis zum spätigen, dichten Nummulitenkalk.
3. ca. 2,5 m dichter, spätiger, dunkelbrauner Nummulitenkalk mit Seeigeln (z. B. *Echinolampas ellipsoidalis*)
4. ca. 3 m Übergang von obigem Nummulitenkalk in
5. ca. 7 m hellen, spätigen Nummulitenkalk mit etwas Glaukonit und viel kleinen Nummuliten, gegen oben mit Lithothamnien und Austern.
6. ca. 0,5 m sandiger, brauner Complanatenkalk (*N. millecaput*) mit grossen Glaukonitkörnern.
7. Pectinitenschiefer. Diese sind nur in einem kleinen Aufschluss am SW-Ende der Mulde sichtbar. Im übrigen ist die Mulde zwischen den beiden Nummulitenkalk-Schenkeln von Moräne bedeckt (vgl. Geol. Karte, Taf. I, Fig. 1).

Der nun gegen NW folgende N-Schenkel der Mulde zeigt die umgekehrte, aber vollkommen entsprechende Schichtfolge, wie dies auch mit der Numerierung auf Fig. 7 dargetan wurde. Aus der hier etwa 1 m mächtigen Seeigel-Bank (3.) lassen sich die Fossilien besonders gut isolieren (vgl. p. 36). Hingegen scheint der nördliche Assilinengrünsand (1) etwas weniger reich an Foraminiferen zu sein. Die den Assilinengrünsand unterteufenden Amdenerschichten konnten hier nirgends aufgefunden werden.

Als Beispiel für die eocaene Schichtfolge in der Schuppenzone von **Kerns** soll ein schematisches Profil durch die auf Fig. 9 nicht dargestellten Schuppen[17]) bei Wisserlen (Koord. 665,35/196) gegeben werden. Wir finden dort, etwa in der Mitte der Schuppe von NW nach SE, folgende Schichten aufgeschlossen (Fig. 8):

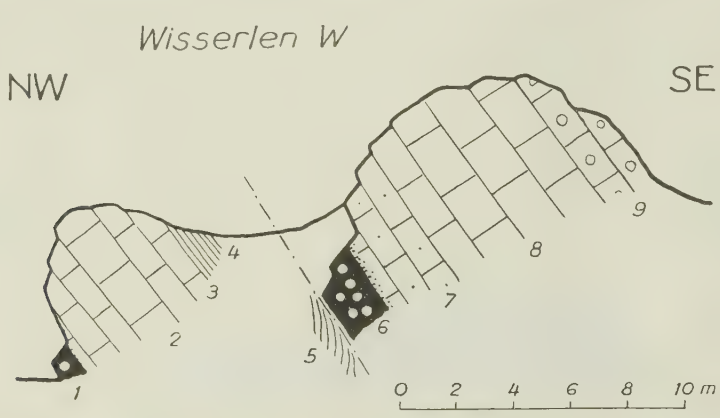


Fig. 8. Profil durch die Nummulitenkalk-Schuppen von Wisserlen in der Schuppenzone von Kerns.

1. ca. 1 m Assilinengrünsand
2. 5—6 m Nummulitenkalk, an der Basis glaukonitführend, gegen oben heller, spätiger werdend, mit *N. millecaput*.
3. stark glaukonitischer Übergang in
4. Pectinitenschiefer.

[17]) Der tektonische Aufbau dieser Schuppe, wie er in der Skizze angedeutet wurde, ist typisch für die Schuppenzone von Kerns, in welcher die einzelnen Schuppen allgemein stärker aufeinandergepresst sind, was auch deutlich aus der Geol. Karte (Taf. I, Fig. 1) ersichtlich ist.

5. Stadschieferartige Mergel
Mit anormalem Kontakt darauf aufgepresst:
6. ca. 2,5 m Assilinengrünsand mit einzelnen Nestern voll kleiner und grösserer Assilinen (cf. *exponens*)
7. 3—4 m brauner, glaukonitführender Nummulitenkalk
8. ca. 5 m Nummulitenkalk, oft rötlich, hämatitführend, oft auch mit etwas Glaukonit. Übergehend in
9. 1—2 m hellen Complanatenkalk mit *N. millecaput* und Lithothamnienbruchstücken.

Im wesentlichen bleibt die Ausbildung und Mächtigkeit der eocaenen Schichtfolge in den andern Schuppen der Zonen von Sachseln und Kerns gleich. Die wichtigsten Unterschiede, welche zur Parallelisierung der einzelnen Schuppen benützt werden können, sind aus der Zusammenstellung auf Fig. 9 ersichtlich.

Aus obigen Detailprofilen geht hervor, dass wir in dem auf Amdenerschichten transgredierenden Eocaen von unten nach oben folgende Stufen unterscheiden können:

1. Assilinengrünsand
2. Nummulitenkalk
3. Nummulitengrünsand
4. Pectinitenschiefer

Darüber folgen stellenweise noch:

5. Quarzsandstein
6. Stadschiefer.

LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG.

1. **Assilinengrünsand:**

Die Hauptmasse der Assilinengrünsande besteht aus dunkel- bis hellgrünem, zähem Glaukonitsandstein. Am schönsten und mächtigsten ausgebildet ist er in den Aufschlüssen des Hohbruckgewölbes (Fig. 5 und 6, Fig. 9, Prof. 2 und 3). Ein „klassischer" und leicht zugänglicher Aufschluss befindet sich aber auch am Nummulitenkalk-Riff SW des Kirchleins Flüeli (Fig. 6 und 7). Arn. Heim hat diesen Grünsand als „eines der schönsten Nummulitengesteine" bezeichnet (Lit. 28, p. 101).

Die von Kaufmann (Lit. 32, p. 178) als „Hakengrünsand" bezeichnete Varietät mit weissen Körnern, konnte verschiedentlich beobachtet werden, besonders schön z. B. am Fuss des Nummulitenkalk-Riffs im Dorfbach bei Sachseln (Fig. 9, Prof. 15), aber auch in der Kernser-Schuppenzone, z. B. bei Koord. 664,8/195,1. Dazu ist zu bemerken, dass diese Ausbildungsart nicht auf ein bestimmtes Niveau beschränkt ist, wie Fichter es für den Nummulitengrünsand vermutet (Lit. 22, p. 91). Sie ist vielmehr als eine abweichende Mineralisation des Glaukonits, d. h. eine durch sekundäre Einflüsse bedingte Umwandlung zu betrachten, die in jeder Schichthöhe der Grünsande vorkommen kann.

Auch eine rote Varietät des Assilinengrünsandes tritt da und dort auf. Die Rotfärbung ist auf eine Anreicherung von Hämatit zurückzuführen (vgl. Fig. 9, Prof. 3, 5, 11). Diese violettrote Färbung darf jedoch nicht etwa mit der rostroten Verwitterungsfarbe des Grünsandes verwechselt werden, die typisch ist für alle Glaukonitgesteine.

Die Fossilien, vor allem Grossforaminiferen, sind im Assilinengrünsand oft in Nestern, oft aber auch in einzelnen Lagen von 10—50 cm Mächtigkeit ange-

reichert, welche durch dichten, beinahe sterilen Grünsand abgelöst werden. Dabei können grosse und kleine Formen in den einzelnen Lagen getrennt oder in der gleichen Zone gemischt vorkommen. Es konnten folgende Formen festgestellt werden:

Assilina exponens Sowerby (A und B), vorwiegend
Nummulites millecaput Boubée (A und B), nur im obersten Teil
Discocyclina discus Rütimeyer.
Verschiedene kleine Nummuliten und Discocyclinen
Tubulostium spirulaeum (Lamarck).

Meist schlecht erhaltene Exemplare von:
Austern, Pecten, Echiniden, Korallen (?).

2. **Nummulitenkalk:**

a) Basis:

Der Nummulitenkalk geht meistens ohne scharfe Grenze, aber doch in raschem Wechsel aus dem Assilinengrünsand hervor. Die untersten Schichten sind noch stark durchsetzt von grossen Glaukonitkörnern. Die Hauptmasse des Gesteins ist ein dunkelbrauner, oft sandig-glimmeriger, oft heller-dichter Kalk mit sehr wenigen und nur kleinen Nummuliten. Hingegen sind häufig Echinodermensplitter zu beobachten. Auch tritt in diesen Schichten lokal eine Fossilbank auf, die sich vor allem durch massenhaftes Vorkommen von Seeigeln auszeichnet. In der Nummulitenkalkmulde W des Kirchleins Flüeli (Fig. 7) wurden aus dieser hier ca. 1 m mächtigen Schicht folgende Makrofossilien isoliert:

Echinolampas ellipsoidalis d'Archiac (Lit. 9 und 13)
Pecten (zwei verschiedene Arten)
Lima spec.
Abdomenfragment eines Krebses.
Tubulostium spirulaeum (Lamarck) (kleine Form).

b) Mittlerer Teil:

Durch Abnahme des Glaukonits und Zunahme der Lithothamnienfragmente und Nummuliten, geht aus der Basis die Hauptmasse des Nummulitenkalkes hervor. Diese kann in ihrer Ausbildung recht stark variieren, d. h. bald aus mehr dunklem, spätigem, bald mehr hellem, glaukonitführendem oder auch lithothamnienreichem Kalkstein bestehen. Doch ist im allgemeinen eine Aufhellung des Gesteins und eine Zunahme der Lithothamnien und Grossforaminiferen nach oben zu beobachten.

c) Der oberste Teil

kann entweder als „Complanatenkalk", d. h. eine mit *N. millecaput* gespickte Lithothamnienbreccie, oder als eigentlicher, knolliger Lithothamnienkalk ausgebildet sein (z. B. bei Lourdes). Meist tritt in den obersten Partien wieder etwas Glaukonit auf, teils schlierig verteilt, teils — aus der hangenden Grünsandfazies stammend — in Ritzen und Spalten eingedrungen. An Grossforaminiferen konnten aus dem Nummulitenkalk isoliert werden:

N. millecaput Boubée (A und B), vorherrschend
N. uranensis de la Harpe (A), selten
Ass. exponens Sowerby (A)
kleine Nummuliten und Discocyclinen in grosser Zahl.

3. **Nummulitengrünsand:**

Der obere, dichte und oft fast sterile Grünsandstein, liegt mit scharfer Grenze, deutlich transgressiv auf dem Nummulitenkalk. Meistens ist er mehr oder weniger stark mit letzterem verzahnt, ja es kann zur Bildung eines eigentlichen Transgressionskonglomerates kommen. Am schönsten zeigt dies ein Aufschluss bei Schörpfi (Koord. 661,38/193,25) im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes. Wir finden dort, vor allem in den Blöcken eines Lesesteinhaufens, aber auch in einigen nicht sehr guten Anrissen der näheren Umgebung, folgendes Gestein: Grosse Komponenten (Ø bis über 5 cm) eines dichten Nummulitenkalkes mit einer eigentlichen Zwergfauna an Nummuliten, Discocyclinen und Asterocyclinen (Ø meist unter 1 mm), eingebettet in einen groben Grünsand (Glaukonit Ø bis 0,7 mm), welcher massenhaft grosse Nummuliten und Discocyclinen führt. Ein entsprechendes Konglomerat kann auch noch beim Nummulitenkalk von Klusen (Koord. 665,05/195,3) in der Kernser-Schuppenzone beobachtet werden.

Im Eocaen des Hohbruckgewölbes finden wir an der Basis des Nummulitengrünsandes eine dünne Schicht, welche intensiv mit Fossilien aller Art gespickt ist. Weiter oben kommen in dem sonst sterilen Glaukonitsandstein nur noch vereinzelte Formen vor. In der Fossilschicht an der Basis konnte folgende Fauna festgestellt werden:

Nummulites millecaput Boubée
Assilina exponens Sowerby
Discocyclinen
häufig Pecten.

In den Schuppenzonen von Sachseln und Kerns kann von einem Nummulitengrünsand im Hangenden des Nummulitenkalkes nicht mehr mit voller Berechtigung gesprochen werden. Man könnte die noch vorhandenen grünsandigen Bildungen eher als „glaukonitreiche Pectinitenschiefer" bezeichnen. Höchstens die untersten paar Zentimeter verdienen noch den Namen Grünsand, doch zeigen auch diese keinerlei Fossilführung, wie wir sie im gleichen Niveau am Hohbruckgewölbe beobachten können.

4. **Pectinitenschiefer:**

Diese gelbbraunen, sandigen, glaukonitführenden Mergelschiefer gehen langsam aus dem obern Grünsand hervor, oder liegen, wo dieser fehlt (wie z. B. in den südlichen Schuppen), direkt auf dem Nummuliten-Lithothamnienkalk. Sie können im untern Teil noch kleine, harte, glaukonitreiche Bänklein enthalten. Oft zeigen sogar grössere Partien eine harte, sandsteinartige Ausbildung. Die Mächtigkeit der Pectinitenschiefer kann stark wechseln, dürfte aber nirgends mehr als 20 m betragen. An Fossilien konnten nur einzelne schlecht erhaltene Exemplare von

Pecten spec. und
Harpactocarcinus spec. gefunden werden, hingegen sind
Globigerinen häufig.

5. **Quarzsandstein:**

Der hellgrauweisse, glimmerführende Quarzsandstein ist nur sehr selten aufgeschlossen. Er scheint aber das ganze Hohbruckgewölbe zu umschliessen und findet sich da und dort sogar in der Schuppenzone, wie aus der Detailkarte der Schlucht der Gr. Melchaa ersichtlich ist (Taf. II, Fig. 2). Seine Mächtigkeit beträgt

zwischen 2,5 und 5 m. Doch kann er stellenweise ganz fehlen, so dass Stadschiefer direkt auf Pectinitenschiefer zu liegen kommen bzw. daraus hervorgehen. Fossilführend konnte er nirgends angetroffen werden.

6. **Stadschiefer:**

Als Stadschiefer bezeichnen wir die weichen, glimmerführenden Mergelschiefer, die einen so grossen Anteil an der Ausfüllung der Tertiärmulden um das Hohbruckgewölbe haben. Sie liegen meist mit scharfer Grenze dem Quarzsandstein auf, können aber auch, wo jener fehlt, durch Übergänge aus den Pectinitenschiefern hervorgehen. Ihre Ausbildung kann zwischen sehr feinen, tonigen und etwas sandigeren, evtl. schwach glaukonitführenden Varietäten wechseln. Hingegen treten sie nirgends als Globigerinenmergel auf, d. h. sie scheinen völlig steril zu sein, wie dies auch Fichter aus der Gegend von Beckenried beschreibt (Lit. 22, p. 93).

b) Transgressiv auf Wangschichten.

Von den eocaenen Gesteinen, welche in der Gegend zwischen Obstocken und Kleinem Melchtal transgressiv auf Wangschichten liegen, wurde bis jetzt immer nur der Lithothamnienkalk erwähnt (Lit. 33, p. 63, Lit. 62, p. 33). Wohl ist dieser das am mächtigsten vertretene Glied der Eocaenserie und bildet mit seiner hellen Verwitterungsfarbe einen auffallenden Kontrast zu den dunklen Wanggesteinen, doch sind auch noch andere eocaene Schichten in diesem Gebiet zu finden.

Im Profil des Zollhausbächleins (Fig. 4 und p. 22)
finden wir bei K. 650, 610, 600 und 545 verschiedene Beispiele für die eocaene Schichtfolge, aus welchen hervorgeht, dass wir das auf Wangschichten transgredierende Eocaen im Untersuchungsgebiet von unten nach oben gliedern können in:

1. Lithothamnienkalk
2. Sandige Schiefer
3. Quarzsandstein
4. Globigerinen-Fleckenmergel.

Der Lithothamnienkalk (1.) ist das konstanteste Glied dieser Reihe. Die sandigen Schiefer (2.) sind ebenfalls verschiedentlich gut aufgeschlossen. Doch können auch diese beiden Schichtglieder stark reduziert sein oder gar fehlen, sei es wegen tektonischen oder stratigraphischen Ursachen (vgl. Fig. 4). Der Quarzsandstein (3.) und die Fleckenmergel (4.) treten nur lokal auf. Die Vorkommen erlauben aber doch eine Anordnung der Schichtfolge in der oben gegebenen Weise.

1. **Lithothamnienkalk:**

Der helle Lithothamnienkalk mit kleinen, dunklen Nummuliten und grossen Austern liegt meistens diskordant, aber im allgemeinen ohne Transgressionskonglomerat auf den Wangschichten. Nur im Zollhausbächlein bei K. 610 (Fig. 4) konnte an der Basis des dort grauen, etwas glaukonithaltigen Nummulitenkalkes eine grobe Transgressions-Breccie festgestellt werden. Das Gestein ist stark von Calcitadern durchsetzt und zeigt in discocyclinenreicher Grundmasse Komponenten von braunen Wangschichten und glaukonitreichem Nummulitenkalk eingelagert.

Gegen oben geht der Lithothamnienkalk in raschem Wechsel in grobkörnige, sandige Schiefer über, welche oft grosse, hellgrüne Glaukonitkörner enthalten.

Ausser im Zollhausbächlein ist dieser Übergang des Lithothamnienkalkes in die hangenden, sandigen Schiefer noch an verschiedenen Stellen beobachtbar, so z. B. am Fuss der Steilwand hinter der Parkettfabrik bei Giswil, am Eingang ins Kl. Melchtal, sowie ob dem Weglein Ennetstocken–Eiwil (bei Koord. 658,77/188,03), wo die Schiefer auf der Karte von Arbenz irrtümlicherweise als „Senonmergel" bezeichnet wurden (Lit. 63). Nur an einer Stelle unterhalb Obstocken (Koord. 658,95/188,35) sind als Hangendes des Lithothamnienkalkes schlecht erhaltene Überreste eines zähen, dunkeln Grünsandes aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit des Lithothamnienkalkes kann bis 12 m betragen. Die Schätzungen von Zimmermann (Lit. 62, p. 33) auf über 20 m, scheinen uns zu hoch gegriffen.

2. **Sandige Schiefer:**

Aus den glaukonitischen Bildungen an der Oberseite des Lithothamnienkalkes gehen durch Glaukonitabnahme rasch die harten, glimmrigen Schiefer hervor, welche in ihrer Ausbildung ziemlich genau den Pectinitenschiefern entsprechen. Auch ihrer stratigraphischen Lage nach können sie als solche bezeichnet werden, obwohl daraus keine Makrofossilien (z. B. *Pecten*) isoliert werden konnten. Hingegen zeigen sie an ihrer Basis oft eine reiche Mikrofauna von Globigerinen und sandigen Formen. Nach oben gehen die grobsandigen, oft noch glaukonitführenden Schiefer in etwas feinere, glimmerige über, in welche kleine Bänklein von feinem, grauem Quarzit eingelagert sein können. Die besten Aufschlüsse dieser sandigen Schiefer wurden im vorangehenden Abschnitt schon erwähnt.

3. **Quarzsandstein:**

Der feine, hellgraue bis gelbliche, glimmerführende Quarzsandstein zeigt grosse Ähnlichkeit mit demjenigen, der die Pectinitenschiefer des Hochbruckgewölbes überlagert. Auch seiner stratigraphischen Stellung nach kann er mit jenem verglichen werden. Fossilien konnten darin keine gefunden werden. Er tritt nur an zwei Stellen auf, nämlich im Zollhausbächlein (Fig. 4) und am Ausgang des Kl. Melchtals, hinter der Parkettfabrik von Giswil.

4. **Globigerinen-Fleckenmergel:**

Wir finden sie nur in der kleinen liegenden Synklinale zwischen K. 600 und 610 im Zollhausbächlein (Fig. 4), und zwar als glimmerige, ausgesprochen fleckige Globigerinenmergel. Im äussern Habitus, wie im Schliffbild gleichen sie sehr den Fleckenmergeln der Flyschzone (vgl. p. 53), können aber auch mit der südlichen Ausbildungsart der priabonen Stadschiefer verglichen werden. Entsprechende Fleckenmergel am Durrengrat werden nämlich von Staeger (Lit. 52, p. 180) zum normalen Priabonien der Wilerhornmulde gestellt. Die Möglichkeit, dass Priabonien in Form von Globigerinenfleckenmergeln in dieser Gegend lokal weit nach N greifen kann, wurde schon von Leupold erwähnt (vgl. Lit. 37, p. 283). Unser Vorkommen liegt in der Stirnregion der Falte IIa und ist somit das nördlichste der bisher bekannten.

Zusammenfassende Betrachtung des helvetischen Tertiärs.

Wir versuchen an Hand fazieller Vergleiche die Beziehungen zwischen den verschiedenen Eocaenbildungen des Untersuchungsgebiets aufzuzeigen. Dabei soll

Fig. 9. Lithologische Profile der Nummulitenkalkriffe des Muetterschwandenbergs, des Hohbruckgewölbes, der Schuppenzonen von Sachseln (S) und Kerns (K) sowie des Gebietes von Obstocken, zusammengestellt nach ihrer vermutlichen Zusammengehörigkeit.

den Verhältnissen und Problemen in den Schuppenzonen Sachseln–Kerns besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden. Denn obwohl schon Buxtorf das Grundprinzip dieser Gebiete — eben die „Schuppung" — erkannt hat, stellen sich einem neuen Bearbeiter dieser Zonen doch noch folgende Probleme:

1. Welche faziellen Beziehungen bestehen zwischen dem Eocaen von Muetterschwandenberg und Hohbruckgewölbe einerseits, und dem der Schuppenzonen von Sachseln und Kerns andrerseits?
2. Lässt es sich infolge dieser Beziehung rechtfertigen, die Schuppenzonen zu trennen d. h. diejenige von Kerns dem Muetterschwandenberg, diejenige von Sachseln–Flüeli dem Hohbruckgewölbe zuzuordnen, wie dies 1913 von Buxtorf getan wurde? (Lit. 16, p. 684).
3. Können an Hand ihrer Ausbildung oder Mächtigkeit innerhalb der Schuppenzonen einzelne Schuppen unterschieden und seitlich auf grössere Distanz verfolgt werden?
4. Dürfen die Nummulitenkalke in den Bächen S von Sachseln auf Grund ihrer Ausbildung und Lage evtl. als Verbindung zwischen Schuppenzone und Eocaen von Obstocken betrachtet werden?

Die Beantwortung dieser Fragen geschieht am besten an Hand der auf Fig. 9 zusammengestellten Profile. Wir können daraus folgendes ablesen:

1. Die eocaenen Schichten des Muetterschwandenbergs (Prof. 1) unterscheiden sich sowohl durch ihre grosse Mächtigkeit, als auch durch die pectinitenschieferähnliche Fazies des Assilinengrünsandes von sämtlichen übrigen Lutétien-Gesteinen des Untersuchungsgebietes. Am ähnlichsten ausgebildet ist der Nummulitenkalkzug im NW-Schenkel des Hohbruckgewölbes (Prof. 2), welcher an seiner Basis noch einige Dezimeter der pectinitenschieferähnlichen Grünsandfazies zeigt und dessen Mächtigkeit auch einigermassen entsprechend ist. Bereits der Nummulitenkalk im SE-Schenkel des Hohbruckgewölbes (Prof. 3) weist aber eine bedeutend geringere Mächtigkeit auf. Wie wir im Felde beobachten können, wird der Nummulitenkalk des Hohbruckgewölbes von W nach E mehr und mehr vom Nummulitengrünsand abgeschnitten. Noch weiter östlich, in der Gegend von Beckenried, fehlt der Nummulitenkalk vollständig, der Nummulitengrünsand kommt direkt auf den Assilinengrünsand zu liegen (vgl. Lit. 22, p. 89)[18]. Gegen E ist also eine typische Transgression des Nummulitengrünsandes festzustellen. Gegen S hingegen kann ein Verschwinden dieses Grünsandes (p. 37) und ein erneutes Anschwellen der Nummulitenkalkmächtigkeit beobachtet werden. Dies geht deutlich aus den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet hervor, wie sie auf Fig. 9 dargestellt sind. Nur in der 1. Schuppe (Prof. 1) kann wie im SE-Schenkel des Hohbruckgewölbes (Prof. 3) noch ein Tiefergreifen der Oberlutétien-Transgression festgestellt werden. Doch schon in Prof. 5, welches, wie wir weiter unten sehen werden, in der gleichen Schuppe liegt, ist ein leichter Mächtigkeitsanstieg im Nummulitenkalk zu beobachten. Diese 1. Schuppe (Prof. 4 und 5), welche sich vom Wissenbächli im S bis nach Halten im N erstreckt, muss aber sowohl in bezug auf

[18]) Eine entsprechende Beobachtung kann übrigens auch in der Bürgenstock-Decke gemacht werden. Nach den Angaben von Buxtorf (Lit. 15, p. 34 und 17, p. 18) ist nämlich im NE-Ausläufer dieser Decke, am Urmiberg bei Seewen, das Lutétien gekennzeichnet durch „stark glaukonitische Fazies: Unten mehrere Meter schwarz-grünes, weiches Glaukonitgestein, darüber ca. 1—3 m mächtiger dunkler, glaukonitreicher Kalk erfüllt von Assilinen, Nummuliten und Orbitoiden". Wir stellen also auch hier ein Überhandnehmen der Grünsandfazies nach NE fest und ein Auskeilen des Nummulitenkalkes, welcher ja am Bürgenstock selber noch ca. 25 m misst.

ihre Mächtigkeit, als auch ihre Ausbildung, ohne Zweifel als S-Fortsetzung des Eocaens des Hohbruckgewölbes betrachtet werden. Die weiter südlich darauf folgenden Schuppen zwischen Sachseln und Flüeli zeigen alle grössere Mächtigkeit im Nummulitenkalk und im allgemeinen Reduktion des Assilinengrünsandes (Prof. 8, 9, 11, 13). In ihrer Ausbildung hingegen lassen sich keine erheblichen Differenzen feststellen. Auch sie können deshalb ohne weiteres als Fortsetzung des S-Schenkels des Hohbruckgewölbes gedeutet werden, wie dies schon Buxtorf getan hat (Lit. 16, p. 84).

Die Nummulitenkalkriffe der Kernser-Schuppenzone lassen sich nun aber zwanglos neben die Schuppen der Gegend von Flüeli in der Tabelle einordnen, und zwar in bezug auf Mächtigkeit wie Ausbildung (Prof. 5, 7, 10, 12, 14). Ja sogar die weit vorgeschobenen Nummulitenkalke von Hinterfluh (Prof. 6) und Wisserlen (Fig. 8), zeigen eine ganz entsprechende Fazies. Auf alle Fälle ist weder bei diesen, noch bei irgend einer Schuppe der Kernser-Zone eine nahe fazielle Beziehung zum Eocän des Muetterschwandenberges festzustellen. Diese Beobachtung lässt uns also unsere 2. Frage folgendermassen beantworten:

2. Die Nummulitenkalk-Schuppenzonen von Sachseln und von Kerns lassen sich ihrer faziellen Ausbildung nach nicht trennen. Sie gehörten ursprünglich zu ein und derselben Zone südlich des Hohbruckgewölbes und sind beide als Störungen in dessen S-Schenkel aufzufassen. Auch der Nummulitenkalkzug von Hinterfluh gehörte dieser Schuppenmasse an. Seine ursprüngliche Lage muss in der Gegend von Unter Moos gewesen sein. Seine Verfrachtung nach N sowie die Trennung der beiden Schuppenzonen ist auf nachträgliche tektonische Vorgänge zurückzuführen. Wir verweisen hiefür auf das Kapitel über die Tektonik (p. 69).

3. Die Frage nach der Unterscheidungsmöglichkeit einzelner Schuppen auf Grund ihrer Fazies und Mächtigkeit, wurde schon unter Punkt 1 für die erste, südlich auf des Hohbruckgewölbe folgende Schuppe bejaht (vgl. Prof. 4 und 5). Diese Schuppe liegt in ihrer ganzen Längserstreckung noch in der ursprünglichen Lage S des Hohbruckgewölbes. Die folgenden Schuppen zeigen weniger ausgeprägten Charakter, so dass eine seitliche Verfolgung nicht immer leicht ist; besonders wenn wir eine Fortsetzung der Schuppen von Sachseln-Flüeli in denjenigen von Kerns suchen wollen (wie sie wohl ursprünglich bestanden hat!).

Der Versuch einer solchen Parallelisierung ist auf Fig. 9 dargestellt. Eine deutliche Abtrennung der Schuppen II, III und IV oder eine eindeutige Fazies-Entwicklung gegen S ist dabei nicht festzustellen. Doch sind immerhin gewisse Zusammenhänge zwischen den, in ihrer tektonischen Lage sich entsprechenden Nummulitenkalkschuppen von Sachseln und von Kerns ersichtlich. Eine recht gute Parallelisierung lässt wiederum die südlichste Schuppe V, mit ihrer grossen Mächtigkeit zu: Gehen wir vom mächtigen Riff bei Flüeli aus (Fig. 9, Prof. 13), so können wir als Fortsetzung im NE die Schuppe im Rüfibach bei K. 820 (Prof. 14) betrachten, eventuell auch die Nummulitenkalkmulden bei Rütifluh–Gisigen. Im SE gehört zu dieser Schuppe der ganze Nummulitenkalkzug, der sich von Flüeli bis gegen Effenhalten erstreckt. Aus Fig. 9 geht aber hervor, dass auch noch der Nummulitenkalk im Dorfbach (Prof. 15) in seiner Ausbildung dieser Schuppe entspricht. Auch seiner tektonischen Lage nach, können wir ihn als Fortsetzung der fünften, südlichsten Schuppe betrachten. Dass in diesem Fall aber auch die andern, in den Bächen S Sachseln auftretenden Nummulitenkalkriffe als SW-Verlängerung dieser Schuppe aufgefasst werden müssen, ist aus der geologischen Karte (Taf. I, Fig. 1) ersichtlich. Die Ausbildung dieser Nummulitenkalke zeigt aber ein langsames Überhandnehmen der Lithothamnienkalkfazies und ein Aus-

keilen des Assilinengrünsandes gegen SW (Prof. 16). So können wir beim Riff S von Eiwil keinerlei Grünsandbildung mehr feststellen, sondern nur eine durchgehende Ausbildung als Lithothamnien-Complanatenkalk. Aus diesen Beobachtungen können wir also schliessen:

4. Die Nummuliten-Lithothamnienkalke in den Bächen S von Sachseln stellen das Bindeglied dar, zwischen den auf Amdenerschichten transgredierenden Nummulitenkalken der Schuppenzone (insbesondere von Schuppe V) und den auf Wangschichten transgredierenden Lithothamnienkalken von Obstocken. Letztere wären, wie sich Leupold ausdrückt (Lit. 37, p. 281) „die südliche Fazies der Complanatakalke". Auch das Fehlen des Assilinengrünsandes ist nach Leupold typisch für die Gebiete, wo Unteres Lutétien direkt auf Wangschichten zu liegen kommt. Er vergleicht die Wangschichten mit einer Schwelle, an der die Grünsande enden.

Wir können also im Untersuchungsgebiet von N (Muetterschwandenberg) gegen S (Obstocken) eine fortschreitende Abnahme der Grünsandfazies, d. h. vor allem ein Auskeilen des Assilinengrünsandes feststellen. Ein ähnlicher Faziswechsel, bzw. ein Auskeilen von tieferen Horizonten scheint von NE nach SW auch im Gebiet des auf Wangschichten transgredierenden Eocaens stattzufinden. Um aber diese Verhältnisse beurteilen zu können, müssen wir unsere Betrachtungen über die Grenzen unseres Untersuchungsgebietes hinaus ausdehnen.

Vergleichen wir an Hand der bisherigen Literatur die Ausbildung des auf Wangschichten transgredierenden Eocaens von der Bauen-Brisen-Gegend im NE bis zum Wilerhorn im SW, so können wir folgende Beobachtungen zusammenstellen (vgl. Lit. 22, p. 89; 59 p. 7; 52 p. 179):

Im NE (Oberbauen-Gebiet) transgrediert Nummuliten-Lithothamnienkalk des Unterlutétien auf die Wangschichten. Er wird überlagert von Nummulitengrünsand, Pectinitenschiefern und Quarzsandstein. Ähnliche Verhältnisse finden wir auch im Gebiet von Obstocken–Kl. Melchtal, nur dass hier der Nummulitengrünsand fast vollständig fehlt, und dass an einer Stelle die etwas fremde Fazies der Globigerinen-Fleckenmergel auf den Lithothamnienkalk, ja sogar direkt auf den Wangkalk zu liegen kommt (vgl. p. 22). Im übrigen sind aber die eocaenen Schichten bei Obstocken–Kl. Melchtal — wohl auch altersmässig — dem Eocaen in der Bauen–Brisen-Gegend gleichzusetzen. Anders in der Gegend SW von Giswil, wo der auf Wangschichten transgredierende Lithothamnienkalk seitlich in Quarzsandstein übergehen kann. Leupold (Lit. 37, p. 283) spricht direkt von einem „aufgefressen-werden" des Complanatakalkes durch den hangenden Quarzit. Vonderschmitt gibt für diese Schichten Lutétien-Alter an. (Für uns stellt sich die Frage, ob es sich um Oberes Lutétien handeln könnte.) Am Wilerhorn transgrediert nach Staeger nur noch Priabonien auf die Wangschichten, in Form von sandigen Schiefern und eingelagerten Wängenkalken.

Im NE und im eigenen Untersuchungsgebiet transgrediert also auf die Wangschichten Unteres Lutétien, welches noch grosse Ähnlichkeit mit den auf Amdenerschichten transgredierenden Gesteinen der gleichen Altersstufe zeigt. Weiter gegen SW liegen immer jüngere Glieder des Eocaens auf den Wangschichten, wie die Untersuchungen von Staeger ergeben haben. Es handelt sich also weniger um einen seitlichen Faziswechsel, als um ein Übergreifen von immer jüngeren eocaenen Horizonten im S. Dies stimmt in einem gewissen Sinne auch mit der Ansicht Leupolds überein, welcher in dieser Gegend eine im S auf immer tiefere Elemente hinunter greifende Priabontransgression annimmt (Lit. 37, p. 283).

C. DIE OBWALDNER FLYSCHMASSE.

Die folgenden Ausführungen setzen eine gewisse Kenntnis der allgemeinen tektonischen Grundzüge der Obwaldner Flyschmasse im Untersuchungsgebiet voraus. Es sei hiezu auf die Einleitung p. 4 und Fig. 1 (p. 5) sowie auf die geologische Karte (Tafel 1, Fig. 1) verwiesen.

HISTORISCHER ÜBERBLICK UND GLIEDERUNG.

Die Erforschung der Obwaldner Flyschmasse bleibt verknüpft mit den Beobachtungen Fr. Jos. Kaufmanns (Lit. 33,, 1886). Seine genaue und treffende Beschreibung der guten Aufschlüsse kommt noch heute jedem Neu-Bearbeiter zugute, wenn auch die altersmässige Einordnung und Parallelisierung manche Änderung erfahren musste. Der nächste Bearbeiter der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Teile der Obwaldner Flyschmasse war Arn. Heim (Lit. 28, 1908). Er erweiterte durch seine Neuaufnahmen die Beobachtungen Kaufmanns, schloss sich aber in der Beurteilung der Probleme weitgehend dessen Ansichten an. Dabei wurde von beiden Autoren die Obwaldner Flyschmasse als das normale Hangende der helvetischen Schichtfolge aufgefasst. Im gleichen Jahre (1908) äusserte A. Buxtorf (Lit. 14, p. 197) aber schon die Vermutung, dass es sich bei der „Schlierenflyschmasse" (Obwaldner Flyschmasse) um ein fremdartiges, auf das helvetische Tertiär überschobenes Element handeln könnte. Diese Ansicht wurde im folgenden von verschiedenen Autoren wie Boussac, Beck und Schider aufgenommen und ausgebaut. Längere Zeit bestand damit eine Zweiteilung in den „exotischen" Schlierenflysch, zusammengesetzt aus Wildflysch, Schlierenmergel und Schlierensandstein und den „helvetischen" Flysch, zu welchem die „Melchaafazies" d. h. die Nummulitenkalk-Schuppenzone von Sachseln–Kerns sowie deren „Verlängerung" in der Flyschmulde von Sachseln gezählt wurde. In dieser Ansicht war wohl auch noch P. Arbenz befangen, als er 1913 zur Diskussion stellte, ob die von ihm (1911) als „Wildflysch" kartierte Sachsler Flyschzone „das normale Hangende der eocaenen Serie von Kerns–Sachseln darstellt, oder einem höheren tektonischen Gliede angehört" (Lit. 7, p. 693). Damals war aber von Buxtorf schon nachgewiesen worden, dass der Ausdruck „Melchaafazies" zu unrecht besteht, und dass es sich bei den Schuppen von Kerns und Sachseln nicht um eine Flysch-Folge, sondern um tektonisch geschupptes normal-helvetisches Tertiär handelt. Durch unsere eigenen Untersuchungen konnte nun gezeigt werden, dass auch der „Wildflysch" der Sachsler Flyschmulde nicht das normale Hangende des helvetischen Tertiärs bildet, sondern tektonisch zur Obwaldner Flyschmasse gehört (vgl. p. 49).

Einen ersten, neueren Versuch, die mannigfaltigen Elemente der zentralschweizer Flyschmassen tektonisch zu gliedern, unternahm W. Leupold 1942 (Lit. 37, p. 281). Seine Resultate wurden ergänzt und erweitert, durch die kurze Mitteilung von L. Vonderschmitt und H. Schaub (Lit. 60, p. 207); „Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch" 1944, welche teilweise auf Beobachtungen von A. Buxtorf 1918 und 1944 (Lit. 18, p. 270, 19 p. 204) fussen. Das für uns wichtigste Resultat dieser Arbeit ist die Unterscheidung von 2 Wildflyscharten im Gebiet der Schlattrübi (im Kl. Schlierenthal, ca. 4 km W Alpnach): „1. Cretacisch-paläocaener Wildflysch, der zur Serie des Schlierensandsteins gehört und 2. obereocaener Wildflysch, mit cretacischen Leimernschichten, der als Schürfpaket unter der Schlierenserie liegt." Eine 3. Art von Wildflysch, „auf dem Rücken der Schlierenserie, verfaltet und verschuppt mit den Giswiler Klippen", wurde von

Vonderschmitt ausser in der letztgenannten Arbeit neuerdings an der Flyschtagung der Schweizerischen geolog. Gesellschaft erwähnt, wo er nun folgende Gliederung der Obwaldner Flyschmasse zwischen Randkette und Drusbergdeckenstirne vorschlug:

1. Wildflysch verschuppt mit den Klippen.
2. Schlierenflysch (Oberkreide bis Untereocaen).
3. Obereocaener Wildflysch.

In unserem Untersuchungsgebiet kommen nur die beiden letzteren Flyschstockwerke vor[19]). Zum Ausdruck „Wildflysch" ist folgendes zu bemerken:

Die Bezeichnung „Wildflysch" wurde oft als bequemer Sammelbegriff für Flyschserien verwendet, in welchen echter Wildflysch im Sinne Kaufmanns eingelagert auftrat und deren Stellung und Alter fraglich waren. Dies gab bald zu Verwirrungen Anlass. Um den, für gewisse Verhältnisse aber unersetzlichen Ausdruck „Wildflysch" beibehalten zu können, muss er auf seine ursprüngliche Bedeutung eingeschränkt werden. Wir werden deshalb im folgenden nur jene Flyschpartien als „Wildflysch" bezeichnen, welche wirklich der ursprünglichen Definition von Kaufmann (Lit. 33, p. 553) entsprechen, nämlich:

„Dunkelgraue bis schwarze, weiche glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifter Reibungsspiegel, wechseln mit Sandstein (gewöhnlich Macigno), zuweilen auch Konglomerat. Nicht selten sind Stadschiefer, Fukoidenschiefer und leimernartige Schiefer eingelagert, auch grünsandige Nummulitenkalke, Granitbreccien usw. Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefaltet, geknickt und zerrissen, die Sandsteine quergespalten, die Stücke auseinander gezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt usw...."

Dabei scheint uns besonders wichtig: Das Auftreten verschiedenartigster (fremder) Gesteine auf kleinem Raume, und zwar eingelagert in dunkle und gequälte Schiefer.

Auf Grund dieser Bedeutungs-Einengung kann nun aber der obereocaene Flysch im Untersuchungsgebiet nicht mehr durchgehend als „Wildflysch" bezeichnet werden, da ein Grossteil davon, aus mehr oder weniger ruhig gelagerten, hellen Mergelschiefern (meist Fleckenmergeln) und Sandsteinen besteht. Nur an der Basis dieser ruhig gelagerten Flyschserie (seltener auch damit verschuppt) kommt echter, dunkler Wildflysch mit fremden Gesteinskomponenten vor. Eingeschuppt in beide Elemente, können sich grössere und kleinere Schürflinge helvetischen Ursprungs befinden.

Wir können somit im Untersuchungsgebiet die Obwaldner Flyschmasse folgendermassen gliedern (vgl. auch Taf. I, Fig. 2).

2. Schlierenflysch,
1. Obereocaener Flysch,
   b) Fleckenmergel und Sandsteine (und Schürflinge),
   a) Wildflysch s. str. (und Schürflinge).

1. OBEREOCAENER FLYSCH.

Der obereocaene Flysch ist im Untersuchungsgebiet folgendermassen verteilt: Ein mächtiger Flyschzug erstreckt sich entlang der Drusbergdeckenstirne in der

[19]) Die in der Gegend von Halten noch vergleichshalber begangenen Aufschlüsse von wahrscheinlich zum obersten (1.) Flysch-Stockwerk d. h. zur Klippenunterlage gehörendem Flysch, lassen eine Beurteilung dieses Problemkreises nicht zu. Sie werden nun neuerdings im Zusammenhang untersucht, weshalb hier auf eine Besprechung verzichtet wird.

Mulde zwischen Falte I und II (Sachsler Flyschmulde); kleinere Vorkommen liegen verschuppt mit den Nummulitenkalken in den Zonen von Sachseln und Kerns, und schliesslich finden sich grössere Aufschlüsse auch in der Unterlage des Schlierenflyschs NW von Sarnen. Als Beispiele für die lithologische Zusammensetzung des obereocaenen Flyschs sollen im folgenden kurz drei Bachprofile aus der Sachsler Flyschmulde besprochen werden, und zwar die Profile im Dorfbach, im Ettisriederbach und im Wiedenbach (Fig. 10).

I. Der Dorfbach bei Sachseln (Fig. 10, Profil I).

Folgen wir, von Sachseln kommend, dem Weg hinauf in das Dorfbach-Tobel, so treten wir, nachdem wir das Nummulitenkalk-Riff am Taleingang passiert haben, in eine ca. 300 m mächtige Zone von Amdenerschichten. Vom Scheibenstand an, bei K. 615, lässt sich dann, teilweise am Weg, teils im Bach aufgeschlossen, folgendes Profil feststellen:

1. Amdenerschichten,
2. wirr gelagerte sandige Mergelschiefer mit siltigen und sandigen Bänken und Knollen. Zu dieser Serie gehört auch 6. an der zweiten Strassenkehre,
3. Fleckenmergel, gegen oben zerknetet mit dunklen Mergelschiefern, welche einzelne Ölquarzit-Knollen enthalten,
4. Schuppe von Wangkalken,
5. Fleckenmergel, wie 3.,
6. wie 2.,
7. zerknetete helle und dunkle Mergelschiefer mit eingelagerten Leimernkalken, Wangknollen und Alberese (Definition siehe p. 51).
8. wie 2. und 6.
   Es folgt eine Schuttzone, vorwiegend Sandsteine aus 9. Dann ca. 20 m oberhalb des Weges anstehend:
9. 5—6 m mächtige Sandsteinbank mit einzelnen grobbrecciösen Partien und konglomeratischer Lage an der Basis. Kleine, unbestimmbare Nummuliten führend,
10. sandige Mergel und Mergelkalke,
11. wie 9. Die Lage der konglomeratischen Basisschichten an der Oberseite lässt auf verkehrte Lagerung dieser Sandsteinbank schliessen,
12. schwarze, wild zerknetete Mergel mit Einlagerungen von Leimernkalk, polygenen Breccien, Ölquarzit und verschiedenen Sand- und Siltsteinknollen,
13. Kalksandstein mit priaboner Fauna (vgl. p. 50),
14. dunkle zerknetete Mergel mit Radiolarienkalken und Leimernkalken,
15. wirr gelagerte helle Fleckenmergel und dunkle Schiefer mit Silt-, Sandstein- und Ölquarzit-Knollen. Hierauf folgen mit deutlichem tektonischem Kontakt:
16. Amdenerschichten.

Der Aufbau dieses kurz beschriebenen Profils lässt sich folgendermassen zusammenfassen (vgl. Prof. 6, Taf. II, Fig. 1). Die Amdenerschichten (1. und 16.) gehören zur Kreidemulde zwischen Falte I und II der Drusberg-Decke. Auch der in diese Mulde eingefaltete Flysch zeigt deutlichen Muldenbau, wobei wir den untern Wildflysch (2.—8.) als N-Schenkel, die obere Wildflyschzone (12.—15.) als S-Schenkel betrachten. Auch die Sandsteinzüge (9. und 11.) sind als die beiden Schenkel einer Mulde aufzufassen, welche als Muldenfüllung die sandigen Schiefer und Kalke (10.) enthält.

Ein etwas anderes Bild zeigt das Profil im

II. Ettisriederbach (Fig. 10, Profil II).

Der Weg ins Tobel, welcher bei Todtenbiel vom Strässlein Sachseln-Ettisried abzweigt, verliert sich bald nachdem er die Zone der Amdenerschichten durch-

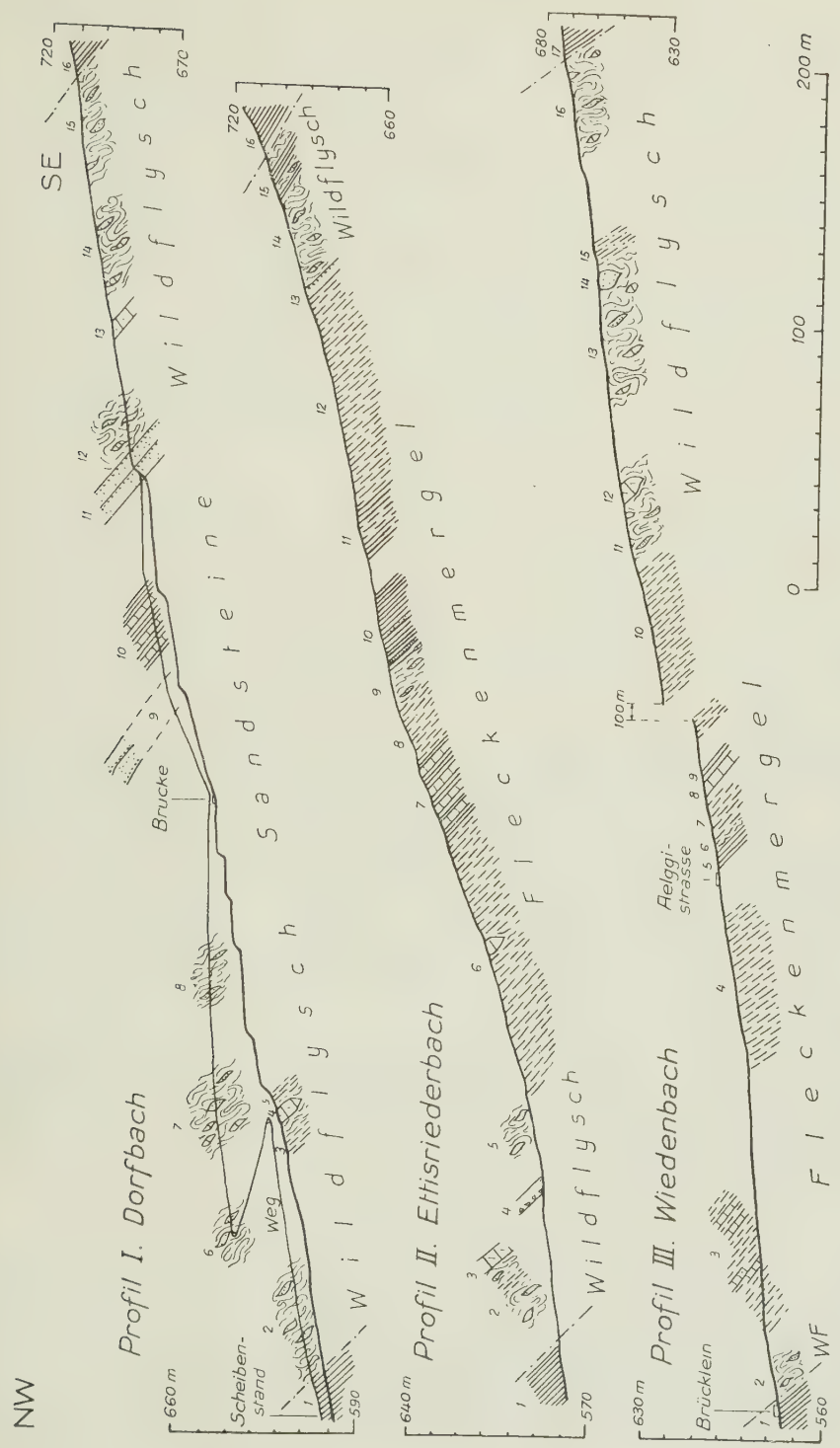


Fig. 10. Detailprofile durch die Sachsler Flyschmulde.

quert hat und man ist im folgenden bei der Begehung auf das Bachbett angewiesen. Das Profil beginnt bei K. 580 mit:

1. Amdenerschichten.
   Die ersten Aufschlüsse von Flysch finden wir in einer kleinen Runse am rechten Talhang, und zwar:
2. oft wirr gelagerte Mergelschiefer mit einzelnen Bänken und Knollen von Silt- und Sandsteinen, wechselnd mit ruhig gelagerten Fleckenmergeln,
3. wangartiger Sandkalk.
   Die darüber folgenden Schichten (4. und 5.) sind im Bett des Ettisriederbaches besser erschlossen:
4. Sandstein mit polygener Breccie an der Basis,
5. wirr gelagerte helle und dunkle Fleckenmergel mit zerrissenen Silt- und Sandsteinbänken und Knollen von braunem Mergelkalk (Radiolarienkalk),
6. braune Fleckenmergel, ruhig gelagert; einige stärker von Calcit durchzogene Horizonte deuten auf Bewegungszonen. Ungefähr in der Mitte der ca. 80 m mächtigen Fleckenmergel findet sich am l. U.*) ein ca. 1 m mächtiger Sandsteinblock, der offenbar stratigraphisch eingelagert ist (im Profil ins Bachniveau projiziert). Er führt schlecht erhaltene Nummulitenfragmente,
7. dunkle Mergel und Mergelkalke mit kleinen Globigerinen,
8. Fleckenmergel wie 6,
9. und 10. schwarze Mergel mit Siltbänklein, 9. stark zerknetet, 10. ruhig gelagert,
11. helle Fleckenmergel, stark zerknetet mit dunklen Mergelschiefern (wie 10.),
12. Fleckenmergel wie 6. und 9,
13. Sandstein mit grobbrecciöser Basis (wie 11. in Profil I),
14. stark zerknetete und wirr gelagerte, dunkle Schiefer mit Einlagerungen von Radiolarienkalken, Leimernkalken, polygenen Breccien, Ölquarziten, Silt- und Sandsteinknollen,
15. Verschuppungszone zwischen 14. und 16,
16. Amdenerschichten.

Zusammenfassung: Auch hier finden wir den gleichen Muldenbau wie bei Profil I. Die beiden Muldenschenkel sind wiederum aus echtem Wildflysch (2.—5. und 15.—16.) gebildet. Nur zeigt der Muldenkern an Stelle der mächtigen Sandsteinbänke vorwiegend ruhig gelagerte Fleckenmergel (6.—12.), welche allerdings noch einzelne, teils grobkörnige Sandsteine enthalten können (z. B. 13).

III. Wiedenbach (Fig. 10, Profil III).

Das Profil beginnt ca. 200 m unterhalb der Brücke, mit welcher die Aelggi-Strasse den Wiedenbach überquert. Wir finden dort im Bachbett bei K. 575, unmittelbar ob einer kleinen Brücke:

1. Amdenerschichten,
2. stark zerknetete Schiefer mit Silt- und Sandsteinknollen,
3. gelbe, sandige Fleckenmergel, mit einzelnen, Nummuliten und Discocyclinen führenden Sandsteinbänklein (bes. in der kleinen Runse am l. U.),
4. Fleckenmergel (mehr oder weniger durch Bachschutt verdeckt),
5. graue, sandige Mergelschiefer,
6. schwarze, zerknetete Mergel,
7. Fleckenmergel,
8. ca. 1,5 m mächtige Schuppe von Leimernkalk (Seewerkalk ?),
9. graue, geschieferte Mergel, ähnlich Amdenerschichten,
10. Fleckenmergel, wie 4. (ihre Mächtigkeit von ca. 150 m wurde im Profil darstellungshalber um 100 m reduziert),
11. helle Fleckenmergel, stark zerknetet mit dunklen Schiefern, in welche Ölquarzit, Silt- und Sandsteinknollen eingelagert sind sowie

*) l.U. = linkes Ufer, r.U. = rechtes Ufer.

12. Wangkalk.
13. wie 11, aber auch Leimernkalke enthaltend,
14. Sandsteinblock mit Discocyclinen (vgl. p. 50),
15. Fleckenmergel und -kalke mit *Globotruncana stuarti* (vgl. p. 52),
16. dunkle, stark zerknitterte Mergelschiefer mit Leimernkalken, Ölquarzit und Siltknollen,
17. Amdenerschichten.

Dieses Profil zeigt einen ähnlichen Aufbau, wie das vorhergehende, wenn auch in etwas anderer Verteilung: Am untern Ende gegen die Amdenerschichten (1.) finden wir nur eine geringmächtige Zone von „Wildflysch" (2.), gegen die obern Amdenerschichten hingegen eine um so mächtigere Zone von echtem Wildflysch (11. 16.). Die Muldenfüllung besteht auch hier hauptsächlich aus ruhig gelagerten Fleckenmergeln (3.—7., 10) mit einzelnen feinen Sandsteinbänklein (3.) und Leimernkalk (8.) (Schürfling?).

Alle 3 Profile durch die Sachsler Flyschmulde lassen also eine deutliche Zweiteilung des obereocaenen Flyschs erkennen, in

a) Wildflysch,
b) Fleckenmergel und Sandsteine.

In den übrigen in dieser Zone liegenden Bächen (vgl. Karte, Taf. I, Fig. 1), lässt sich diese Gliederung nicht immer mit der gleichen Deutlichkeit durchführen (vgl. Abschnitt über Tektonik, p. 70). Doch ist allgemein zu erkennen, dass der Wildflysch die Basis bildet und die Fleckenmergel als Hangendes folgen.

Die oben gegebenen Profile zeigen aber ausser dieser Zweiteilung auch deutlich, dass es sich beim obereocaenen Flysch der Sachsler-Mulde unmöglich um das normale Hangende der helvetischen Schichtserie handeln kann (vgl. p. 44). Folgende Argumente sprechen dagegen:

a) Der Flysch liegt eingefaltet in Amdenerschichten, besitzt also keinen Zusammenhang mit der Eocaen-Serie der Schuppenzone, wie dies Arbenz noch annehmen konnte (vgl. p. 44), da er die in den Profilen mit 1. bezeichneten Amdenerschichten als Stadschiefer betrachtete (vgl. Karte, Lit. 63).

b) Der Flysch folgt immer mit deutlich tektonischem Kontakt auf die Amdenerschichten, und zwar unmittelbar in der fremden Fazies des Wildflyschs. Die Annahme eines transgressiven Hinunterschneidens des Flyschs auf die Amdenerschichten (wie z. B. dasjenige der Fleckenmergel auf die Wangschichten [vgl. p. 22], ist somit ebenfalls unwahrscheinlich.

Hingegen spricht die altersmässige und lithologische Übereinstimmung aller Vorkommen von Obereocaen-Flysch im Untersuchungsgebiet für eine einheitliche, tektonisch überschobene und zerrissene Flyschdecke.

Im folgenden sollen nun die verschiedenen Gesteine der beiden obereocaenen Flyschglieder in bezug auf ihre Lithologie und Paläontologie kurz besprochen werden.

a) **Der Wildflysch** s. str.

(vgl. Definition von Kaufmann, p. 45.)

Im Wildflysch unseres Untersuchungsgebietes treten vor allem folgende Komponenten auf:

Ölquarzite, Siltsteine, Sandsteine, polygene Breccien, Wangschichten, Leimernkalk, Alberese (siehe p. 51), Radiolarienkalk, Fleckenkalke und -mergel. Diese Gesteine liegen entweder als mehr oder weniger zerrissene Bänke und Schichtkomplexe, meistens aber als kleinere, durch starke tektonische Durchbewegung

gewalzte und gerollte Brocken (Phakoide, vgl. CADISCH, Lit. 20, p. 127) in den dunklen Wildflyschschiefern. Dabei kann in den seltensten Fällen entschieden werden, ob diese Komponenten tektonisch eingeschuppt oder in orogener Sedimentation darin eingelagert worden sind. Im folgenden sollen nun einige typische und für die Altersbestimmung besonders wichtige Vertreter dieser Gesteine kurz besprochen werden. (Die Profilverweise beziehen sich auf Fig. 10.)

1. **Sandsteine:** (Fig. 10, Prof. I/6, 12; Prof. II/2, 14; Prof. III/14 usw.).

Der Quarz- und Kalkgehalt der Sandsteine kann sehr stark wechseln, oft sogar im gleichen Block. Die Quarzkörner sind selten gut gerundet, sondern meist eckig, stark zertrümmert und von Calcit durchadert. Ihre Grösse schwankt zwischen 0,2—2 mm. Feldspat und Glaukonit sind selten, Glimmer meistens vorhanden.

An Foraminiferen finden wir darin Fragmente von Nummuliten, Discocyclinen und Asterocyclinen. Daneben aber auch Globigerinen, Gypsinen sowie aufgearbeitete Globotruncanen. Häufig treten auch Bruchstücke von Lithothamnien, Bryozoen, Echinodermen auf. Eine besonders reiche Fauna zeigt ein Kalksandstein im Dorfbach bei K. 695 und K. 710 am r. U. oben (Profil I/13). Ausser den oben genannten Formen konnten daraus bestimmt werden:

Heterostegina cf. *helvetica* KAUFMANN
Linderina cf. *paronai* OSIMO
Halkyardia minima LIEBUS
Eodictyoconus COLE & BERMUDEZ[20])

Diese Fauna deutet auf priabones Alter. Sie zeigt übrigens eine ausgesprochene Ähnlichkeit mit einer von M. FORRER beschriebenen Formengemeinschaft in den priabonen Sandkalken der Säntis-Decke (Lit. 23, p. 134).

2. **Polygene Breccien:** (Fig. 10, Prof. I/12; Prof. II/4, 14; usw.).

Die kalkige, dunkelgraue Grundmasse enthält schlechtgerundete bis eckige kristalline und sedimentäre Komponenten. Unter diesen fallen besonders die orangegelb verwitternden Dolomite und die grünen Chloritschiefer auf. Ausserdem sind Malm und Schrattenkalk neben einer ganzen Kollektion verschiedener Kalke und Sandsteine als Komponenten zu nennen, von denen einige auch wangähnliches Aussehen besitzen. Seewerkalk konnte nirgends mit Sicherheit festgestellt werden. Auch Fossilien konnten, ausser in den Komponenten (z. B. *Calpionella alpina* LORENZ im Malm), nicht beobachtet werden.

Dieses typische Flyschgestein ist von den grobkörnigen, meistens auch Kalk- und Dolomitkomponenten führenden Basispartien der Sandsteine im Dorfbach (vgl. p. 54), durch die kalkige und allgemein dunklere Grundmasse gut zu unterscheiden.

3. **Wangschichten.**

Da ihre Ausbildung in grossem Masse variieren kann (vgl. p. 21), ist ihre Feststellung in den Flyschgesteinen oft nicht leicht. Dort wo die charakteristische

[20]) Diese Form wurde von FORRER zum erstenmal für die Schweizer Alpen in der Wildhausermulde aufgefunden und als *T'schoppina* KEIJZER beschrieben. Wie aus der neuesten Bibliographie für Foraminiferen von THALMANN (Lit. 54) hervorgeht, kommt aber dem Namen *Eodyctioconus* COLE & BERMUDEZ Prioritätsrecht zu.

Fauna mit *Globotruncana* fehlte, wurde deshalb eine Zuordnung nur nach eingehenden lithologischen Vergleichen vorgenommen. Die Wangschichten können als grössere Schichtpakete von mehreren Metern Mächtigkeit oder als kleinere Phakoide von Faustgrösse bis ca. 1 m^3 in die Wildflyschschiefer eingelagert sein. Grössere Schichtpakete fanden sich:

im Dorfbach K. 622 l. U. (Fig. 10, Prof. I/4),
in der ersten Seitenrunse des Ettisriederbaches K. 630 (Prof. II/3),
im Bach, der von Siegetschwand herab nach Boll bei Eiwil fliesst bei K. 595 am l. U. oben (mit *Globotruncana stuarti*),
im Flysch der Schlierenunterlage: ca. 350 m nördlich der Kapelle von Ramersberg (Koord. 660,65/194,725) am l. U. des Bächleins K. 640 (mit *Globotruncana stuarti* und *leupoldi*). Dieses Vorkommen wurde schon von A. Buxtorf beobachtet und als Wangschichten erkannt (Lit. 19, p. 206).

Kleinere Phakoide konnten festgestellt werden:

im Dorfbach r. U. K. 635 (Prof. I/7),
im Ettisriederbach N-Ast, bei K. 696 l. U.,
im Erlenbach K. 642 und K. 630 (mit Globotruncanen),
im Wiedenbach K. 647 l. U. (mit Globotruncanen) (Prof. III/12).

Die Fauna der Wangschichten mit *Globotruncana stuarti* de Lapparent und *Gl. leupoldi* Bolli spricht für Maestrichtien-Alter.

4. **Leimernschichten:** (Fig. 10, Prof. I/7, 12, 14; Prof. II/14; Prof. III/13., 16., usw.)

Mit dem Namen „Leimernschichten" wurden von Fr. Jos. Kaufmann die Kalksteine und dünngeschichteten Mergel von seewenartiger Fazies, nach ihrem schönsten Vorkommen bei Leimern im Habkerntal, bezeichnet (Lit. 32, p. 164, und 33, p. 552). Neben ihrer charakteristischen Färbung von weiss, rot und grüngrau erwähnt er vor allem „einen nie fehlenden reichen Foraminiferengehalt, mit Anklang an die Fauna des Seewerschiefers". U. E. sollte also die Bezeichnung „Leimern" nur für seewerkalk- und seewerschieferähnliche (bzw. gleiche) Bildungen verwendet werden, deren cretacisches Alter durch Globotruncanen belegt werden kann. Ähnliche Gesteine ohne Globotruncanen, also z. B. sterile, helle Kalke oder globigerinenführende, fleckige Gesteine, sollten deshalb weder als „Leimern", noch als „falsche Leimern" usw. bezeichnet werden, sondern zutreffender als Alberese (siehe unten), Fleckenkalke usw.

Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Leimernkalke unterscheiden sich in keiner Weise von den Seewerkalken der helvetischen Schichtfolge (vgl. p. 16). (Das oft etwas weniger massenhafte Auftreten von Orbulinarien und Fissurinen in den Leimernschichten erwies sich als ungenügendes und unzuverlässiges Unterscheidungsmerkmal.) Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe konnten immer beobachtet werden. Sie deuten auf turones Alter.

5. **Alberese (Flyschmergelkalk):** (z. B. Fig. 10, Prof. I/7).

Gümbel beschrieb 1861 den Alberese als „ein lichtgraues, dünnbankiges Gestein von ausgezeichnet bröckelig-muscheligem Bruche, häufig von Kalkspathadern durchzogen, an der Oberfläche stark ausbleichend und sich dann von eigentümlichen, feinen Linien durchzogen zeigend" (Lit. 26, p. 622). Diese Charakteristik ist äusserst zutreffend für dieses häufig auftretende Flyschgestein,

welches so leicht mit den Leimernkalken verwechselt wird. Die Sterilität und die typische, feine Calcitdurchaderung lassen aber jeden Irrtum vermeiden.

6. **Radiolarienkalke:** (z. B. Fig. 10, Prof. I/14; Prof. II/5, 14).

Diese dichten, dunkelbraungrauen Mergelkalke finden wir häufig als kleine Phakoide in die Wildflyschschiefer eingelagert. Makroskopisch sehen sie mergeligen Wangschichten sehr ähnlich, sie sind jedoch im Schliff durch das Fehlen von Quarz und Glaukonit leicht davon zu unterscheiden. An Fossilien konnten ausser Radiolarien nur einige Spongiennadeln beobachtet werden.

7. **Fleckenkalke und -mergel.**

Wir können im obereocaenen Flysch des Untersuchungsgebietes zwei altersmässig verschiedene Arten von Fleckenmergeln und -kalken feststellen: a) cretacische, b) priabone. Im „Fleckenmergel und Sandstein"-Flysch kommt nur die priabone Art vor. Im „Wildflysch" finden wir beide Arten als grössere oder kleinere Schichtpakete eingelagert. Und zwar priabone Fleckenmergel z. B. im Prof. I/3, 5; Prof. II/2; Prof. III/11 usw. Diese Art wird im folgenden Abschnitt (p. 53) besprochen werden. Hingegen soll hier auf die paar wenigen Vorkommen von cretacischen Fleckenkalken und -mergeln hingewiesen werden:

Wir finden im Maienbach K. 710 schiefrigen Fleckenkalk mit *Globotruncana lapparenti* ssp. Diese Form weist auf turones-senones Alter. Es könnte sich also bei diesem Vorkommen um verschuppte und tektonisch gepresste Amdenerschichten in Leibodenmergel-Fazies handeln (vgl. p. 20).

Wir finden ausserdem im Wiedenbach bei K. 660 (Prof. III/15) und im Rüfibach bei K. 925 mergelige Fleckenkalke mit *Globotruncana stuarti*. Durch das Auftreten dieser *Globotruncana* sind diese Gesteine (nach Bolli, Lit. 11) als Maestrichtien definiert. Ihre Schichthöhe entspricht damit derjenigen der Wangschichten. Sie dürfen also weder den turonen Leimernkalken noch den makroskopisch identisch erscheinenden übrigen Fleckenkalken im Flysch des Untersuchungsgebietes gleichgesetzt werden, welche, wie schon erwähnt, priabones Alter besitzen. Die in Alter und Ausbildung ähnlichsten Sedimente sind die von Tschachtli (Lit. 58, p. 41) beschriebenen „Couches rouges" der Klippen-Decke. Vonderschmitt erwähnt übrigens aus dem die Giswiler-Klippen unterlagernden Wildflysch eine Art von „Leimern", welche zwar keine Globotruncanen enthält, die er aber trotzdem den Oberkreide-„Couches" rouges der Klippen-Decke gleichsetzen möchte (Lit. 59, p. 12).

Ob nun in unserem Fall irgendeine Beziehung zu diesen Vorkommen möglich ist, kann wegen der Seltenheit des Auftretens nicht entschieden werden.

DAS ALTER DES WILDFLYSCHS s. str.

Die Sediment-Grundmasse des Wildflyschs, d. h. die dunklen Ton- und Mergelschiefer liefern uns keine paläontologischen Daten. Wir sehen uns also für die altersmässige Datierung auf die darin eingelagerten Komponenten angewiesen. Das verschiedene Alter dieser Komponenten (z. B. Leimernkalke = Turonien, Sandsteine - Priabonien) gab früher häufig Anlass zu Diskussionen über das Alter des gesamten Wildflyschs. Es sei nur auf die Kontroverse zwischen Kraus (Lit. 34 und 35) und Liechti (Lit. 39) hingewiesen, bei welcher bald die Leimern-

schichten als beweisend für das Oberkreide-Alter angesehen wurden, bald wieder der Leitwert der Globotruncanen angezweifelt und deshalb sämtlicher Wildflysch ins Eocaen gestellt wurde. Dass es verschieden alte „Wildflysche" gibt, zeigten neuerdings, wie schon auf p. 44 erwähnt wurde, VONDERSCHMITT und SCHAUB für die Schlierengegend (Lit. 60, p. 215), wobei sie das Vorkommen von turonen Leimernkalken im Wildflysch der Schlierenunterlage nicht hinderte, diesen, gestützt auf Nummulitenfunde ins Priabonien zu stellen. Denn es können sich sehr wohl ältere, cretacische Elemente in jüngeren, eocaenen Sedimenten eingelagert befinden, sei dies nun durch transgressive Aufarbeitung an der Basis des Flyschs und nachherige Einwicklung (Lit. 37, p. 283), sei es durch submarine Rutschungen, in Küstennähe oder als tektonische Schürflinge (vgl. p. 54). Wie aber schon eingangs erwähnt wurde (vgl. p. 50), ist für die meisten Komponenten die Art der Einlagerung nicht mehr zu ermitteln.

Wir stellen also den Wildflysch s. str. in unserem Untersuchungsgebiet auf Grund seiner jüngsten, nach ihrer Fauna datierbaren Komponente (= priaboner Kalksandstein im Dorfbach, p. 50) ins Obereocaen (Priabonien). Für eocaenes Alter der gesamten Ablagerung sprechen ausserdem die zahlreichen Sandsteinvorkommen mit ihrer Nummuliten- und Discocyclinen-Fauna (vgl. p. 50).

b) Fleckenmergel und Sandsteine:

Wir bezeichnen damit die im allgemeinen ruhig gelagerte Sedimentserie, welche in der Sachsler-Flyschmulde das Hangende des Wildflyschs s. str. bildet. Wie aus den Bachprofilen (Fig. 10) ersichtlich ist, können Sandsteine und Fleckenmergel in ganz verschiedenem Masse am Aufbau der Muldenfüllung beteiligt sein. Gegen NE überwiegen eher die Sandsteine, gegen SW die Fleckenmergel. Ausser diesen beiden hauptsächlichsten Elementen, finden sich in der normal sedimentierten Serie auch noch Lithothamnienbreccien sowie sandige Schiefer und Mergelkalke (Fig. 10, Prof. I/10, Prof. III/5) und dunkelgraue Mergelschiefer (z. B. Profil II/11, Prof. III/6).

1. Globigerinen-Fleckenmergel.

Sie bilden den Hauptbestandteil des obereocaenen Flyschs in unserem Untersuchungsgebiet und sind in grösserer oder kleinerer Verbreitung fast in allen Flyschvorkommen anzutreffen als hellgraue, bis gelbliche, spiessige oder schiefrige Mergel mit dunkeln Flecken und Körnchen. Die Flecken sind meistens als Anreicherung kohliger Substanz zu erkennen; auch etwas Pyrit ist oft darin enthalten. An Foraminiferen sind einzig grosse stachelige Globigerinen durchgehend beobachtbar; seltener kommen andere Formen wie Nodosarien, Milioliden usw. vor, meist aber schlecht erhalten.

Für die Altersbestimmung sind die, in die Fleckenmergel stratigraphisch eingelagerten, kleinen Bänke und Linsen von Kalksandstein und Lithothamnienbreccien massgebend.

a) Kalksandsteine:

Die hellen, feinkörnigen Kalksandsteine führen, vor allem im Wiedenbach (Fig. 10, Prof. III/3) eine reiche Fauna von Asterocyclinen, Discocyclinen, kleinen Nummuliten, Gypsinen usw. Aber auch in den andern Vorkommen (z. B. Prof. II/6) sind immer mehr oder weniger gut erhaltene Fragmente von Discocyclinen und Nummuliten zu finden. Eine detaillierte Bestimmung konnte in Ermangelung

isolierbarer Formen nicht vorgenommen werden, doch spricht die Zusammensetzung der Fauna am ehesten für obereocaenes Alter.

b) Lithothamnienbreccien:

Im Erlenbach bei K. 618 und 621 und im Maienbach bei K. 670 finden wir in die Fleckenmergel kleine Linsen von heller Lithothamnienbreccie eingelagert. Im obern, grösseren Aufschluss im Erlenbach, treten darin massenhaft grosse Austern auf. Die Breccie im Maienbach enthält viel Pyrit, teilweise als Einzelkristalle, teils in Schlieren angereichert. Der Reichtum an Foraminiferen ist überall gross; es treten vor allem folgende Formen auf: kleine, teilweise granulierte Nummuliten, hochkammerige Discocyclinen, viele Asterocyclinen, Gypsinen, Cristellarien, ferner Bruchstücke von Lithothamnien, Bryozoen und Austernschalen.

Auch diese Fauna lässt uns bei einem Vergleich mit andern obereocaenen Formengemeinschaften am ehesten auf priabones Alter schliessen.

2. Grobe Sandsteine.

In Profil I/9, Prof. II/13, (Fig. 10) und im Rüfibach bei K. 850 finden wir 5—6 m mächtige Bänke von Sandsteinen, welche durch ihre grobbrecciöse bis konglomeratische Basis auffallen. Auch innerhalb des Schichtverbandes zeigen sie oft einen regelmässigen Wechsel von gröberen zu feinkörnigeren Partien. Die groben Partien enthalten neben oft gut gerundeten Quarziten viel Glimmer (oft Chlorit), etwas Feldspat und verschiedene Kalk- und Dolomitkomponenten. Foraminiferen, vorwiegend Discocyclinen und kleine Nummuliten, sind selten und meist nur in schlechten, stark zertrümmerten Resten vorhanden. Eine sichere Altersbestimmung lässt sich deshalb nicht vornehmen.

DAS ALTER DER „FLECKENMERGEL UND SANDSTEINE"

Da die weiter oben erwähnten Fossilien für obereocaenes Alter sprechen, müssen die „*Fleckenmergel und Sandsteine*" zufolge ihrer Lage über dem priabonen Wildflysch, ebenfalls noch dem Priabonien zugezählt werden.

Die tektonischen Schürflinge.

Die Anwesenheit und Ausdehnung einzelner fremder Gesteinskomponenten, welche wir im obereocaenen Flysch eingelagert finden, können wir kaum anders erklären, als durch Verschleppung bei der Überschiebung des Flyschs über die helvetischen Decken (Drusberg-Decke). Wir betrachten im Untersuchungsgebiet folgende Gesteine als Schürflinge:

a) Seewerkalkschuppen („Leimern"):

Bei den, in ruhig gelagerten priabonen Fleckenmergeln vorkommenden Turon-Kalken handelt es sich wahrscheinlich um nachträglich eingeschuppte Seewerkalklinsen. Wir finden solche im Wiedenbach bei K. 613 am r. U. (Fig. 10, Prof. III/8). Im Erlenbach sind sie in der ersten, bei K. 584 am l. U. mündenden Seitenrunse bei K. 617 und 650 zu beobachten; weiter bachaufwärts ziehen sie am r. U. in SE-Richtung den Hang hinab.

Auch im Wildflysch treten ja oft turone „Leimernkalke" auf. Ob diese Vorkommen aber tektonisch damit verschuppt sind oder „ursprünglich" darin eingelagert wurden, kann, wie schon auf p. 50 dargelegt wurde, nicht mehr festgestellt werden.

b) Wangschichten:

Die gleiche Einschränkung wie für die „Leimernkalke" gilt auch für die Vorkommen von Wangschichten im Wildflysch. Es scheint uns aber wahrscheinlich, dass die auf p. 51 schon erwähnten grösseren Schuppen als Schürflinge eingespiesst wurden[21]).

c) Nummulitenkalke und Grünsande:

In den Bächen N von Sarnen, z. B. im Steinhaltenbach bei K. 510, finden wir grosse Blöcke von Nummulitenkalk und Assilinengrünsand in die Fleckenmergel des obereocaenen Flyschs eingelagert (vgl. auch Vierwaldstätterseekarte, Lit. 61). Auf Grund ihrer Fauna mit:

Nummulites millecaput Boubée
Nummulites cf. *uranensis* de la Harpe
Assilina exponens Sowerby
Echinolampas cf. *ellipsoidalis* d'Arch.
Tubulostium spirulaeum (Lamarck)

sind sie als Unteres Lutétien zu bezeichnen und entsprechen damit den Nummulitenkalken und Assilinengrünsanden der Schuppenzone Sachseln–Kerns. Ihre fazielle Ausbildung deutet sogar darauf hin, dass ihre ursprüngliche Lage nicht weit von der Schuppe V bei Flüeli entfernt gewesen sein kann. Wir haben es also hier mit Schürflingen zu tun, welche bei der Überschiebung des obereocaenen Flyschs aus dem Südschenkel des Hohbruckgewölbes (Falte I) mitgerissen worden sind. In der Sachsler Flyschmulde, die südlich dieser Falte liegt, wurden bezeichnenderweise keine Nummulitenkalk-Schürflinge gefunden.

2. DER SCHLIERENFLYSCH.

Mit der Aufgabe, eine Stratigraphie des Schlierenflyschs aufzustellen, ist H. Schaub am geol.-pal. Institut in Basel, betraut. Die ersten Resultate seiner Untersuchungen veröffentlichte er 1943 in einer vorläufigen Mitteilung (Lit. 60, p. 207). Um nicht seine Ausführungen zu wiederholen, oder weiteren Publikationen vorzugreifen, beschränken wir uns darauf, die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Schlierenflyschmassen, in die von Schaub gegebene Gliederung einzuordnen, soweit dies nach den lithologischen und paläontologischen Befunden möglich ist. Auf eine detaillierte regionale Beschreibung der Aufschlüsse sei aber verzichtet und auf die ausgezeichneten Beobachtungen von Kaufmann verwiesen (Lit. 33, p. 210ff).

H. Schaub gliederte den gesamten Schlierenflysch lithologisch und paläontologisch, von unten nach oben in 5 Abschnitte. Von diesen fallen die ersten zwei auf diejenigen Teile, welche bisher als „Wildflysch" und „Schlierenmergel"

[21]) Die gleiche Ansicht äusserte ja schon Vonderschmitt (Lit. 59, p. 11) für die Einschlüsse von Wangschichten im Wildflysch bei Giswil. Im übrigen sei auch auf unsere Ausführungen auf p. 24 verwiesen.

bezeichnet wurden, die drei obern Abschnitte beziehen sich auf den eigentlichen Schlierensandstein.

Im Untersuchungsgebiet konnten ausser dem untersten (Abschnitt 1) alle Abschnitte des Gross-Schlieren-Profils festgestellt werden, und zwar an folgenden Stellen:

Abschnitt 2:

Zu diesem Abschnitt sind wahrscheinlich die im Steinhaltenbach bei K. 675, oberhalb dem Brücklein bei Ramersberg anstehenden, plattig-bankigen Kalke und Mergel zu zählen, welche auf den Schichtflächen deutliche Fucoiden und Helminthoiden zeigen. Letztere sind ein für diesen Abschnitt charakteristisches Merkmal, geben uns aber für eine Altersbestimmung keinen Anhaltspunkt. Nach H. Schaub liegt dieser Abschnitt in der Übergangszone von Oberkreide zu Palaeocaen.

Abschnitt 3: „Gubersandstein".

Zu diesem Abschnitt können wir die Serie im Steinbruch W von Kirchhofen (WSW Sarnen) zählen. Nicht nur in ihrer lithologischen Ausbildung, als 0,5—5 m mächtige Sandsteinbänke, alternierend mit dünnen tonigen Zwischenlagen, sondern auch im Dünnschliff zeigt sie, wie uns von H. Schaub bestätigt wurde, eine grosse Ähnlichkeit mit dem Gubersandstein. Dieser wird, wegen dem Auftreten von *Discocyclina seunesi* ins Palaeocaen gestellt.

Der blaugraue, zähe Sandstein wird hier, wie am Guber ob Alpnach, als Pflasterstein ausgebeutet.

Abschnitt 4:

Die Serie von gleichmässig gelagerten, im allgemeinen 0,5—1 m mächtigen Sandsteinbänken mit Tonschiefer-Zwischenlagen, welche die Wilerfluh (NW des Wilerbades), und die sich SW und NE daran anschliessenden, waldigen Steilhänge bildet, ist wahrscheinlich diesem Abschnitt zuzuordnen. Dafür spricht auch die, von H. Schaub als typisch bezeichnete, rostrote Anwitterungsfarbe einiger Bänke. An der Basis der Sandsteinbänke, konnten im untern Schwandbach bei K. 720 kleine radiate Nummuliten gefunden werden und im Schutt der Wilerfluh ausserdem Discocyclinen.

Abschnitt 5:

Die Zugehörigkeit zu diesem Abschnitt wird für die oft sehr mergelig-tonige Serie im untern Gehrisbach durch Nummuliten-Funde bei K 630, belegt (wenig ausserhalb der geol. Kartenskizze Taf. I, in der Gegend von Husen). Nach der freundlichen Bestimmung von H. Schaub handelt es sich dabei um:

Nummulites partschi de la Harpe
N. cf. *burdigalensis* de la Harpe

Daneben fanden sich reichlich Haifischzähne. Diese Fauna spricht für untereocaenes Alter dieser Schichten.

Alle bisher beschriebenen Aufschlüsse liegen unterhalb der Terrasse von Stalden. Weiter oben, in der eigentlichen Schwendi, sind die Sandsteinserien des Schlierenflyschs viel schlechter aufgeschlossen und meist stark verwittert. Es konnten deshalb auch seltener Foraminiferen isoliert werden. Einzig im Schwandbach fanden sich bei K. 870 einige kleine, radiate Nummuliten und *Operculina* sp. Diese wenigen Daten und die schlechten, unzusammenhängenden Aufschlüsse machen aber eine genaue Zuordnung unmöglich. Doch scheint es wahrscheinlich,

dass wir uns hier in den obern Abschnitten des Profils bewegen. Hierfür spricht auch das Fehlen grobbankiger Sandsteinkomplexe.

Gesamthaft können wir also vom Schlierenflysch im Untersuchungsgebiet folgendes festhalten:

Ausser dem ersten, sind alle stratigraphischen Abschnitte vorhanden, die von H. Schaub im Profil der Gr. Schlieren ausgeschieden worden sind, und zwar:

Im E bei Ramersberg und Kirchhofen die tieferen Partien von obercretacischem bis paleocaenem Alter.

Gegen W und SW finden sich immer jüngere Horizonte, d. h. wir steigen im Profil aufwärts, bis zu den mit Nummuliten belegten Sandsteinen untereocaenen Alters, im Gehrisbach.

D. DAS QUARTAER.

1. Moränen.

a) Moränen des Aaregletschers:

Mit Ausnahme der höchsten Gratpartien der Sachslerberge, liegt das gesamte Untersuchungsgebiet in einem Trogtal, das einst vom Aaregletscher geschaffen und ausgefüllt wurde. Dieser streckte nämlich zur Zeit der grössten Vergletscherung einen Arm über den Brünig bis in die Gegend von Stansstad und wohl noch weiter gegen N und NW, wo er sich mit dem Reussgletscher vereinigte. Grosse Moränenmassen mit Erratikern aus Aaregneis und Sedimenten des Gebietes von Meiringen, bedecken nun das ganze Tal und lassen uns an den seitlichen Hängen den ehemaligen Höchststand des Gletschers erkennen.

Die höchsten Gneisblöcke konnten an den Hängen der Sachslerberge auf ca. 1100 m ü. M. gefunden werden, so z. B. im Wald ob Schwanden-Alp. Die höchsten Erratiker sedimentärer Beschaffenheit fanden sich bei Burgletsfluh-Alp, auf einer Höhe von ca. 1300 m. Arbenz erwähnt sogar noch etwas höher gelegene Erratika bei Vorder Giebel (1370 m ü. M.) (Lit. 7, p. 695).

Ausserdem finden wir bei Arbenz auch Angaben über die grösste seitliche Ausdehnung dieser Zunge des Aaregletschers in die Seitentäler. Er gibt z. B. für das Gr. Melchtal ein Vordringen bis ca. 2 km taleinwärts an, wo bei Schild noch einige Gneisblöcke zu finden seien. Gut aufgeschlossen finden wir verschwemmte und geschichtete Moräne am Eingang ins Gr. Melchtal. Sie wird am linksufrigen Strässlein ca. 1 km S Flüeli in zwei Kiesgruben ausgebeutet, wie dies übrigens noch an verschiedenen andern Stellen im Untersuchungsgebiet geschieht[22]). Moränenwälle finden wir im Untersuchungsgebiet nur als mehr oder weniger langgestreckte Ufermoränen und Grundmoränenkuppen. Besonders schön sind sie in der Gegend von Zuben-Halten zu beobachten (vgl. Vierwaldstätterseekarte). Überhaupt gewährt jene Gegend mit ihren rundlichen Formen und den abgeschliffenen Nummulitenkalkriffen (denen nicht selten zuoberst noch Erratiker aufruhen), den schönsten Eindruck glazialer Morphologie. Nach E. Brückner (Lit. 44, p. 541) gehören diese Ufermoränen, die sich von St. Antoni E von Kerns gegen St. Niklausen am Eingang des Melchtales ziehen, zur Endmoräne von Allweg und sind als Rückzugsmoränen des Bühlstadiums zu betrachten.

---

[22]) Auch die, besonders im Talboden (z. B. zwischen Sachseln und Kerns) häufig auftretenden und meist recht grossen Gneisblöcke, „Geissberger-Stein" genannt, werden von der Bevölkerung oft verwendet. So ist z. B. der Bruderklausen-Brunnen in Sachseln aus einem solchen hergestellt.

b) Lokalmoränen:

Da der Lokalgletscher des Gr. Melchtales von Aaregletscher gestaut und zurückgedrängt wurde, finden sich Lokalmoränen im Untersuchungsgebiet nur in den obersten Partien der Sachsler Berge. Es sind dies kleine Moränen und Wälle, welche die vier Kare abschliessen, in denen heute die Alpen Wengen, Mettenthal Astel und die Stockalp liegen (vgl. Geol. Karte von Arbenz, Lit. 63).

Irgendwelche Anzeichen einer Schlussvereisung konnten nicht festgestellt werden.

2. Bergstürze und Blockschutt.

Bergstürze grossen Ausmasses sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Einige lokale, kleinere Bergsturzmassen sind nur im Gebiet der Stirne der Drusbergdecke zu beobachten: z. B. bei St. Niklausen, wo das Material von den steilstehenden Schrattenkalkflühen der Kernser Berge geliefert wird. In den sanfteren Formen der Sachsler Berge verringert sich die Möglichkeit der Bergsturzbildung. Ein kleiner Bergsturz scheint sich von den Wangflühen südlich Eiwil losgelöst zu haben, doch blieben die Blöcke, von oft stattlicher Grösse, wenig unterhalb im Walde liegen. Als eigentliche Bergsturzmasse müssen wir wohl auch die wild durcheinander gelagerten Pakete von Amdenerschichten im Wiedenbach K. 700 bezeichnen. Eine grosse Schuttmasse findet sich auch im Wald ob Ennetstocken–Obstocken. Es handelt sich aber dabei nicht um das Material eines Bergsturzes, sondern um den flach nach N einfallenden überschobenen Schrattenkalk-Schenkel der Falte IIa (vgl. Prof. 10, Taf. I, Fig. 1), der zu Blockschutt zerbrochen und verwittert ist.

Grosse, eher als Blockschutt zu bezeichnende Bergsturzmassen sind im Gebiet des Schlierensandsteins anzutreffen. Besonders die schroffen Flühe oberhalb Wilen und Wilerbad, sandten ihre Blöcke oft bis an den See hinunter. Davon zeugt z. B. das kleine, waldbestandene, mit grossen Blöcken übersäte Areal bei Koord. 659,05/191,55. Doch auch oberhalb der Terrasse von Egg–Husen, in der Schwendi und ganz besonders gegen die obersten, bewaldeten Hänge zu, häufen sich die Bergsturz- und Blockschuttmassen. Nach ihrem weitherum verteilten, von Steilabstürzen oft recht entfernten, Auftreten zu schliessen, ist Verfrachtung eines Teiles derselben durch den Gletscher anzunehmen. Doch kann dies nicht mit Sicherheit festgestellt werden, da es sich überall um das gleiche Sandsteinmaterial handelt. Auch die tiefgreifende Verwitterung der Sandsteine in dieser Gegend erschwert ein Erkennen der Tatsachen. Bei den wenigen, in die ausgedehnte Moränenbedeckung eingeschnittenen Bächen ist deshalb oft unmöglich zu entscheiden, ob wir es bei den darin vorhandenen Sandsteinblöcken mit einer interglazialen Bergsturzmasse oder mit Blockschutt anstehender Sandsteinbänke zu tun haben.

3. Bergschlipfe und Sackungen.

Im Gebiet der helvetischen Decken geben die weichen Amdenerschichten oft Anlass zu grösseren und kleineren Schlipfen. Ausgesprochene Rutschgebiete finden wir a) im Wald zwischen Ennetstocken und Zollhaus, b) unterhalb Huggete gegen den Erlenbach und c) oberhalb der Strasse Kerns–Melchtal N der Hohen Brücke.

Sackungen können im Gebiet der Sachsler Berge seltener beobachtet werden. Sie sind von nur geringer und lokaler Bedeutung, so z. B. die Sackung der Drus-

bergschichten bei Burgletsfluh-Alp (vgl. Profil 6, Taf. II) und diejenigen im Gebiet der Wangschichten bei Obstocken (vgl. Prof. 10 und 12).

4. Grosse, im Schichtverband abgerutschte Massen.

Von den oben beschriebenen, kleineren Sackungen möchten wir die grossen, im Schichtverband abgerutschten Massen von Schlierensandstein NW des Sarnersees abtrennen. Folgende grosse Sackungsmassen lassen sich, nicht nur morphologisch, sondern auch stratigraphisch erkennen:

Der Sandsteinzug ob Radershalten, SW von Kirchhofen.

Wie aus dem stratigraphischen Teil ersichtlich ist, gehört diese Sandsteinserie zum Gubersandstein. Sie ruht aber direkt auf obereocaenem Wildflysch der Schlierenunterlage, welcher N des Steinbruchs aufgeschlossen ist. Es dürfte sich also um eine Sackung handeln, wie dies schon auf der geol. Vierwaldstätterseekarte zur Darstellung gelangte. Die Abbruchnische lässt sich in der Gegend N der Strasse Sarnen–Stalden auch deutlich erkennen.

Als eine ungleich grössere Sackungsmasse fassen wir den ganzen Hügelrücken von Egg–Husen auf (vgl. Fig. 1).

Für diese Annahme spricht nicht nur die ganze Lage dieser Schlierenflyschmasse, schräg zum allgemeinen Streichen, sondern auch die eigentümliche Depression, welche sich nördlich davon, in NE-SW Richtung von Stalden (NW Husen) nach Gassen zieht, und die nicht als Schichtmulde gedeutet werden kann. (Da kein Verkehrtschenkel vorhanden ist, sondern alle Sandsteinbänke in normaler Lagerung [grobe Seite unten] leicht nach NW einfallen.) Ausserdem konnte an Hand von Luftphotos eine deutliche Abbruchnische im Gebiet der Schwendi festgestellt werden. Auch das plötzliche Abbrechen der ganzen Masse im SW beim Gehrisbach spricht für Sackung, und nicht zuletzt auch die Tatsache, dass an dieser Stelle stratigraphisch höhere (untereocaene) Horizonte, topographisch tiefer liegen, als die paleocaenen (also älteren) Schichten im NE.

Die Entstehung dieser mächtigen Sackung ist zurückzuführen auf die Übertiefung des Sarnerseebeckens. Die mächtigen, auf weichem, obereocaenem Flysch ruhenden Schlierensandsteinmassen konnten nach dem Abschmelzen der Gletscher unter ihrer eigenen Schwere ins Tal hinunter gleiten. Die hauptsächlichsten Sackungen dürften also postglazialen Alters sein. Ob auch schon interglaziale Rutschungen stattgefunden haben, ist heute nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, darf aber als wahrscheinlich angesehen werden. Auch noch heute deutet die ganze Morphologie dieser Gegend mit den oft ausgesprochenen Gleitwülsten (besonders im Gebiet der Abbruchnische, in der Schwendi) auf ständige Bewegungen im Untergrund.

5. Bachschuttkegel.

Die von den Sachsler Bergen herab kommenden Bäche haben sechs grosse Schuttkegel aufgeschwemmt, die heute das fruchtbarste, dem Obstbau eröffnete Gebiet der Gegend bilden. Anders, auf der gegenüberliegenden Seeseite, wo die aus dem Schlierenflysch, von der Schwendi herab fliessenden Wildbäche oft riesige Gebiete mit ihren Schuttmassen verwüsten. Das grösste Schuttgebiet liegt am SW Ende des Sarnersees; es wird vom Forst-, Schleim- und Gehrisbach gemeinsam aufgebaut. Die wenigen Matten und Heimwesen, die in dieser mehrere km^2 umfassenden, sonst waldbestandenen Steinwüste liegen, drohen bei jedem

Unwetter der stetig nagenden Tätigkeit der Wildbäche zum Opfer zu fallen. Doch da die Bäche in den See münden und somit keine Stauung, oder grössere Verwüstung anrichten können, wurde eine ausgiebige Wildbachverbauung bis jetzt unterlassen. Gut verbaut ist hingegen der kleinere, gegen Kirchhofen herabfliessende Blattibach.

6. **Quellen.**

Das Gebiet der helvetischen Kreide ist mit Quellen reichlich versehen. Der stete Wechsel von harten, durchlässigen und weichen, undurchlässigen Gesteinen bietet mannigfache Möglichkeiten für Quellaustritte. Wir finden solche an der Grenze zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten (im steilstehenden Schenkel der obersten Falte) bei Astel-Alp, zwischen Schrattenkalk und Drusbergschichten bei Mettenthal (Trinkwasserfassung für Sachseln), zwischen Gaultgrünsand und Luitereschichten (Stuckli-Mulde) und zwischen Seewerkalk und Amdenerschichten (verkehrtliegender Schenkel einer Mulde am Schafberg). Die Trinkwasserversorgung für Flüeli erfolgt aus Schutt- und Moränenquellen (ca. 600 m S des Kirchleins), die wahrscheinlich an den darunterliegenden Amdenerschichten aufgestaut werden.

Im Gebiet des Schlierenflyschs ist es mit den Quellen schlechter bestellt. Der rasche Wechsel von durchlässigem Sandstein und stauenden Tonschichten lässt grössere Wasseransammlungen nicht zu und führt andrerseits, zusammen mit der ausgedehnten Moränenbedeckung leicht zu Sumpfbildung. Darum ist wohl Wasser zur Genüge vorhanden, nicht aber ergiebige Quellen mit gutem Trinkwasser.

Hingegen ist der eisen- und mineralreiche Schlierensandstein als Urheber einer Mineralquelle zu betrachten. Der eisenhaltige Natronsäuerling wird im Wilerbad zu Bad- und Trinkkuren gegen Rheumatismus usw. verwendet (Lit. 46, p. 71).

Eine kleine, schwefelhaltige Quelle konnte an Hand von starkem H_2S-Geruch und dem weissen, wahrscheinlich von Schwefelbakterien stammenden Überzug festgestellt werden. Sie tritt am Ufer der Gr. Melchaa bei K. 690, ca. 700 m S von Ranft aus dem flachliegenden Seewerkalk des kleinen Zwischengewölbes (Ia). Ihr Schwefelgehalt ist wahrscheinlich auf das Vorkommen von Pyrit (in Seewerkalk und Lochwaldschicht) zurückzuführen.

7. **Tuffe.**

Kalktuffbildungen sind häufig in den kleinen Bachrunsen anzutreffen, vor allem im Gebiet der Amdenerschichten und des Obereocaen-Flyschs. Im Sandsteingebiet des Schlierenflyschs sind Kalktuffe selten. Ein Vorkommen S von Egg ist wahrscheinlich auf den Kalkgehalt der nahen Moräne zurückzuführen.

8. **Moorbildungen.**

Wir können drei ausgesprochene Moor- und Riedgebiete unterscheiden: a) Die Moränenlandschaft der Sachsler Allmend und der Gegend von Zuben-Halten (vgl. Vierwaldstätterseekarte, Lit. 64). Während des zweiten Weltkrieges wurden aber viele dieser Riedgebiete trocken gelegt und der Bebauung zugänglich gemacht. So z. B. auch das auf der Vierwaldstätterseekarte als Torfmoor einge-

zeichnete Untere Moos N von Zuben. Bei solchen Drainage-Arbeiten wurde in der Gegend von Unter Hag (N Flüeli) unter der dort ca. 1,5 m dicken Torfschicht, ein ca. 0,6 m mächtiger Horizont von schlammig-sandiger Ausbildung angeschnitten. Darin eingelagert fanden sich einzelne feine Bänklein von reiner Seekreide. Nach der von Dr. L. Forcart (Naturhistorisches Museum Basel) bestimmten Molluskenfauna zu schliessen, welche durchwegs recente Formen aufweist, handelt es sich um die Ablagerungen eines kleinen Sees postglazialen Alters. b) Im Schlierenflyschgebiet sind kleinere Flachmoorbildungen recht häufig, eine überwiegende Verbreitung finden sie aber erst in den Gegenden gegen Jänzigrat–Hohfluh, also ausserhalb des Untersuchungsgebiets. Doch konnten an zwei Stellen auch kleine Ansätze zu Hochmoren (mit Sphagnum, Pinus usw.) festgestellt werden: bei Moosacker N Obstalden und im Fangmoos am Oberlauf des Schwandbachs. Das „Moos" SW Stalden wurde neuerdings durch Drainage trocken gelegt. c) In der Aufschwemmungsebene von Giswil (Grossteil), am obern Ende des Sarnersees befinden sich ausgedehnte Riedgebiete, die heute aber auch mehr und mehr drainiert und bebaut werden.

TEKTONISCHER TEIL.

Im Untersuchungsgebiet können wir folgende tektonische Einheiten unterscheiden (vgl. tekt. Übersichtsskizze, Taf. I, Fig. 2):

I. Die Drusberg-Decke
II. Die Bürgenstock-Decke
III. Die Obwaldner Flyschmasse

I. Die Drusberg-Decke.

Die Drusberg-Decke besteht im Untersuchungsgebiet im Prinzip aus zwei grossen liegenden Falten (Sachsler Berge) und einem flachen Gewölbe (Hohbruckgewölbe). Der Bau wird kompliziert durch das Auf- und Abtauchen einiger kleiner Zwischenfalten sowie das Auftreten einer Überschiebung im SW. Die drei Hauptfalten bzw. ihre nordöstlichen Fortsetzungen, sind auf den Profilen zur Vierwaldstätterseekarte (Lit. 64, Prof. 9) von N nach S als Falte I, II und III bezeichnet. Wir übernehmen diese Numerierung und erweitern sie mit Ia, IIa und IIIa für die sie ersetzenden oder nur lokal auftretenden Zwischenfalten. Für eine weitere Parallelisierung der Falten gegen E und W sei auf die in den grossen Zügen zutreffende Darstellung von Fichter (Lit. 22, p. 115) verwiesen. Es muss aber bemerkt werden, dass auch mächtige Falten auf kurze Distanz verschwinden und durch andere ersetzt werden können, wie nun im folgenden gezeigt werden soll.

Weitere Komplikationen im Bau der Drusberg-Decke werden im Untersuchungsgebiet hervorgerufen durch die unabhängige Tektonik a) der Schuppenzone Sachseln-Kerns, welche zur Mulde zwischen den Falten I und II gehört, und b) der Wangschichten bei Obstocken, welche an der Stirne von Falte IIa liegen. Die Tektonik dieser beiden Gebiete soll deshalb im folgenden von derjenigen der grossen Stirnfalten getrennt behandelt werden.

1. Die Stirnfalten der Drusberg-Decke.

Die Drusberg-Deckenstirne, zu welcher wir das Hohbruckgewölbe und die Falten der Sachsler Berge zählen, zeigt im Untersuchungsgebiet eine mittlere

Streichrichtung von ca. N 70° E. Betrachten wir nun an Hand der Karte (Taf. I, Fig. 1) und der Profile (Taf. II, Fig. 1) den Verlauf der einzelnen Falten von NE nach SW, so stellen wir folgendes fest:

I. Das Hohbruckgewölbe taucht bei Halten (St. Antoni (E Kerns) als einfaches Oberkreide-Gewölbe, umrahmt vom zugehörigen Tertiär, unter dem Flysch der Klippenunterlage bzw. dem Kernser Bergsturzgebiet hervor. Es steigt axial gegen die Schlucht der Gr. Melchaa gleichmässig an, wo bei der Hohen Brücke und Melchi der Seewerkalk zu Tage tritt. Die dort 100 m tiefe Schlucht ist zur Hauptsache in den mächtigen Seewerkalk eingeschnitten. Im Kern des Gewölbes sind aber noch Gault s. l. und Schrattenkalk aufgeschlossen. Der Seewerkalk fällt im Nordschenkel des Gewölbes mit ca. 40—50° nach NNW ein. Der Südschenkel zeigt bei Unter Hag einen abrupten Abbruch und die Amdenerschichten stossen gegen N direkt an den ca. 70 m mächtigen, gut gebankten Seewerkalk. Das Auftreten einer Störung an dieser Stelle kann zusammenhängen mit der raschen Reduktion des Seewerkalkes gegen S (Mächtigkeit im Hohbruckgewölbe (I) ca. 100 m, in Falte Ia ca. 3 m).

Das axiale Abtauchen nach SW erfolgt von Melchi an wieder gleichmässig, bis das Gewölbe in der Gegend von Scharfrichter unter dem Sarnersee verschwindet.

Der tertiäre Mantel des Hohbruckgewölbes zeigt eine mehr oder weniger selbständige, vom Seewerkalk unabhängige Tektonik. Diese „disharmonische Faltung" wird durch die Masse der weichen Amdenerschichten ermöglicht, die sich zwischen dem Seewerkalk und den zähen Nummuliten-Grünsandbildungen befindet. Sie kommt vor allem darin zum Ausdruck, dass der N-Nummulitenkalkzug beim Durchbruch der Gr. Melchaa überkippt ist und nach SE einfällt, währenddem der nördliche Seewerkalkschenkel noch normales NW Einfallen zeigt. Ausserdem finden wir, besonders im nördlichen Nummulitenkalkzug zwischen Riedli und Hohfluh, recht häufig kleine Querstörungen, an welchen die harte Nummulitenkalk-Grünsand-Platte gestaffelt und verschoben wurde. Auch die tektonische Komplikation, die wir im Bahneinschnitt bei Scharfrichter beobachten können, nämlich das Fehlen des nördlichen und die Doppelung des südlichen Nummulitenkalkzuges, (welcher an dieser Stelle stark nach NW vorspringt) ist auf zwei kleine NW–SE verlaufende Querstörungen zurückzuführen. Eine einzige Längsstörung ist zusammen mit einer Doppelung bei Hohfluh zu beobachten (siehe Taf. I, Fig. 1). Dabei scheint es sich beim nördlichen Nummulitenkalk um den normalen N-Schenkel zu handeln, beim südlichen, um die dahinter eingespiesste Schuppe. Dieses Vorkommen bildet aber eine Ausnahme, denn im Gegensatz zu den oft stark zerrissenen und verschuppten Nummulitenkalken der Schuppenzone, zeigt der tertiäre Mantel des Hohbruckgewölbes im allgemeinen einen recht zusammenhängenden Verlauf. Als Ursache für dieses Faktum betrachten wir die kompakte und gleichmässig mächtige Ausbildung des Assilinengrünsandes, der ja am Tertiär des Hohbruckgewölbes einen hervorragenden Anteil besitzt. Wo hingegen, wie in der Schuppenzone, die Nummuliten-Lithothamnienkalk-Fazies mit ihrer ursprünglichen Ablagerungsform als Linsen dominiert, ist eine Zerreissung und Schuppung leichter möglich (vgl. p. 31).

Die Mulde zwischen Hohbruckgewölbe (I) und Falte II zeigt einen recht komplizierten Aufbau (vgl. Fig. 1, p. 5). Sie kann vom NE im Rüfibach ob Halten, bis nach Eiwil im SW verfolgt werden, wo sie am Wangriegel von Obstocken in den Sarnersee bzw. die Ebene von Giswil hinausstreicht. Der Nord-Schenkel der Mulde besteht aus der Nummulitenkalk-Schuppenzone (Beschreibung vgl. p. 67), der Südschenkel aus Amdenerschichten (mit ca. 40—60° SE-Einfallen), in welche

die Sachsler Flyschzone (Beschreibung vgl. p. 70) eingefaltet wurde. Ausserdem ist in dieser grossen Mulde S von Ranft, in der Melchaa-Schlucht ein kleines Seewerkalkgewölbe aufgeschlossen (Prof. 3). Diese kleine **Falte Ia** mit steilstehendem N- und flachliegendem S-Schenkel, erscheint NE von Bärfeld, am r. U. der Melchaa unter der Moränenbedeckung, taucht aber schon unmittelbar am l. U. wieder unter die Amdenerschichten der grossen Mulde zwischen Falte I und II. Ihr starkes axiales Einfallen gegen SW (ca. 30—40°) und ihre tiefe Lage, lassen also eine Beobachtung nur auf kürzester Strecke zu.

Falte II: Die untere grosse Kreidefalte der Sachsler Berge taucht mit starkem Axialgefälle gegen SW ab. In ihrem Rücken entwickelt sich die Falte IIa, welche dann im SW an Stelle von Falte II direkt an die grosse Mulde (Sachsler Mulde) stösst. Betrachten wir den Verlauf dieser zwei Teilfalten von NE nach SW, so stellen wir fest: Im Gr. Melchtal ist die Falte II noch als einzelne, grosse liegende Falte erkennbar (Prof. 4), deren Kern von (Diphyoides-) Mergelschiefern des Valanginien gebildet wird (vgl. Karte von P. Arbenz Lit. 63). Ihr verkehrter Schenkel fällt mit ca. 30 –40° nach SE ein, der Normal-Schenkel liegt fast flach.

Doch schon bei Unter Biel lässt das Auftreten von Gault die Anlage einer kleinen Mulde erkennen, welche die Falte zweiteilt (Prof. 5). Der untere (nördl.) Teil (Falte II) zeigt starkes axiales Absinken gegen SW, verstärkt durch Brüche, so dass die härteren Kreideschichten schon im Ettisriederbach unter die Masse der Amdenermergel tauchen. Im Erlenbach wird Falte II zum letztenmal als kleines Seewerkalk-Gewölbe angeschnitten, auch kommt hier recht gut, eine durch Scheitelbruch entstandene, kleine Überschiebung im S-Schenkel zum Ausdruck (Prof. 8).

Die **Mulde zwischen Falte II und IIa** zeigt das axiale Abtauchen nach SW besonders deutlich. Sie befindet sich bei Unter Biel auf einer Höhe von ca. 1150 m ü. M. (Prof. 5), jenseits des Dorfbachgrabens, bei Schwanden-Alp hingegen nur noch auf einer Höhe von 950 m ü. M. (Prof. 6). Dieses Absinken um 200 m auf ca. 500 m Distanz ist begleitet von Querstörungen und disharmonischer Faltung. Dies kann recht gut am Weg, ca. 400 m ESE der untern Alphütte von Schwanden beobachtet werden. Amdenerschichten der Muldenfüllung stossen dort direkt an Drusbergschichten. Letztere sind ausgequetscht und reduziert, so dass ihre Mächtigkeit bis zur Kieselkalkstirne im Dorfbach keine 100 m mehr beträgt. Die Störung verläuft ca. N 55° W und verliert sich rasch in den Drusbergschichten[23]). Eine gleichartige Störung findet sich nochmals SW der Schwanden Alp, im Ettisriederbach, wo Echinodermenbreccie des Gault (und bei Q. 1020 sogar noch etwas Schrattenkalk) direkt an Amdenerschichten stossen.

Die **Falte IIa** tritt als flaches Gewölbe zwischen Unter und Ober Biel zum erstenmal auf (Prof. 5). Sie lässt sich nach SW mit immer stärker überkipptem N-Schenkel, bei 6—7° Axialgefälle, bis in den Erlenbach verfolgen (Prof. 6, 7, 8). Von dort an ändert sich ihr Charakter als liegende Falte: mit einem Scheitelbruch beginnt die Überschiebung des flachliegenden S-Schenkels über den verkehrten N-Schenkel (Prof. 9). Diese Überschiebung verstärkt sich nach SW bis in die Gegend von Obstocken. Hier stellt sich noch eine zweite, höhere Überschiebung ein, längs welcher eine Platte von Schrattenkalk über den überschobenen Gault nach Norden hinausgedrückt worden ist (Prof. 10). Sie bildet nun das riesige Trümmerfeld im Wald unterhalb Altersboden (vgl. p. 58). Am NE Waldrand der

---

[23]) Diese beiden Erscheinungen, das Ausklingen von Störungen und die disharmonische Faltung, sind typisch für die Drusbergschichten, wo jede Mergelschicht als eigener Gleithorizont wirkt und die Kalkbänke oft sogar Clivage fast senkrecht zur Schichtfläche zeigen.

Alp Lusfluh (S Ennetstocken) ist die Überschiebung von Schrattenkalk auf Gault nochmals sichtbar.

Gleichzeitig mit dem Auftreten der Überschiebung ist ein Axialanstieg von 6–7° nach SW festzustellen. Diese Beobachtung zeigt eine gewisse Übereinstimmung mit derjenigen von L. Vonderschmitt (Lit. 59, p. 29), der für die Stirnfalten der Drusberg-Decke im Gebiet der Giswiler Stöcke ebenfalls einen Axialanstieg nach W von ca. 10° beschreibt. Wir würden uns also in der Gegend von Maienbach–Mausalp (Prof. 9) in einer Depression der Falten befinden, von wo aus sie beidseitig nach NE und WSW axial ansteigen.

Die **Mulde zwischen Falte II/IIa und III** ist durchgehend von NE nach SW beobachtbar und damit eines der konstantesten tektonischen Glieder im Untersuchungsgebiet. Sie bildet mit ihrer weichen Füllung aus Amdenerschichten die Terrasse, auf welcher die Alpen Ober Biel (Prof. 5), Burgletsflüh (Prof. 6), Hölletsebnet (Prof. 8), Rütimatt und Vorder Giebel liegen. E der Gr. Melchaa, in der Gegend des Schluchiberges stellt sich im südlichen Teil dieser Mulde (nach den Profilen zur Vierwaldstätterseekarte, Lit. 64) eine grosse Überschiebung ein (mit einem abgequetschten Relikt des Normalschenkels von II bei Obhag-Alp). An der linken Talseite des Gr. Melchtales zwischen Ober Biel und Müllernschwand ist aber schon nichts mehr von dieser Überschiebung zu sehen. Die Mulde ist, im Gegensatz zur Darstellung von Arbenz (Lit. 6), vollständig und zeigt, obwohl an Brüchen gestaffelt und sehr spitz verlaufend gegen SE normales Umbiegen der einzelnen Schichtglieder (Prof. 1). Der normale Muldenschluss kann auch weiter SW, im Kessel des Dorfbachs festgestellt werden. Allerdings können lokale und kleinere Überschiebungen des verkehrten N-Schenkels von III auf die Amdenerschichten der Mulde auftreten (Prof. 5). Doch handelt es sich dabei höchstens um ein Herauspressen der Drusbergschichten und nicht um eine Überschiebung des Kieselkalkes, wie von Arbenz dargestellt (Lit. 63).

Falte III ist eine liegende Falte mit meist reduziertem Verkehrtschenkel (Drusberg- und Luitereschichten ausgequetscht). Als Kern tritt an verschiedenen Stellen der Kieselkalk zutage. Anhand dieser Aufschlüsse kann man den Verlauf der Falte vom NE oberhalb Teufischlucht (Prof. 4), durch den Dorfbachkessel (Prof. 6) nach Bitzlischwand und in den Maienbach (Prof. 9) nach SW verfolgen. Auch Falte III zeigt ein schwaches Axialgefälle von ca. 4° gegen SW und steigt dann vom Maienbach an wieder recht rasch gegen SW an.

Die südlich an Falte III anschliessende Mulde (**Schafbergmulde**) ist im ganzen Gebiet der Sachsler Berge wohl ausgeprägt. Kieselkalk und Drusbergschichten zeigen einen einfachen Aufbau mit steilstehendem S- und flachliegendem N-Schenkel[24]). In der Zone dieser Mulde liegen die Alpen Stock, Astel, Mettenthal und Wengen.

Am Sachsler Schafberg kompliziert sich das Bild durch das Auftreten einer sekundären Falte im Muldeninnern (Prof. 6 und 7), an deren Aufbau aber nur die Schichten des Gault bis zu den Amdenerschichten sichtbar beteiligt sind. Diese kleine **Falte IIIa** beginnt ca. 100 m SW von P. 1880 an einem Bruch und zieht, durch verschiedene weitere Störungen zerhackt gegen SW bis in die Gegend des Stuckli Kreuz. Das kleine Seewerkalkgewölbe S des Aussichtspunktes (P. 1800) ist der westlichste Überrest der Zwischenfalte IIIa (Prof. 7). Das lokal beschränkte Auftreten dieser Falte kann man wohl nicht anders deuten, als durch eine Aufstauung innerhalb der Schafbergmulde, deren Verkehrtschenkel an dieser Stelle

[24]) Der S-Schenkel dieser Mulde ist gleichzeitig der Verkehrtschenkel einer noch höheren Falte „IV", die aber der Erosion zum Opfer fiel.

besonders stark vorgepresst erscheint. Die Schichten im Muldeninnern fanden dabei nicht mehr den nötigen Raum, wie er in der viel flacheren Ausbildung der Mulde im NE (Gräfimatt) und wiederum im SW noch vorhanden ist, und wurden deshalb lokal aufgefaltet. Damit stände auch das rudelweise Auftreten von Querbrüchen im Zusammenhang, wie wir weiter unten sehen werden.

Brüche:

Das Vorherrschen der mergeligen Ausbildung der Schichten erschwert ein genaues Erfassen der Brüche. Im allgemeinen sind sie nur in dem geringmächtigen Schichtkomplex von Schrattenkalk bis Seewerkalk sichtbar, in den mächtigen Drusberg- und Amdenerschichten aber verlieren sie sich rasch. Es sollen deshalb im folgenden nicht alle Brüche im einzelnen betrachtet und verfolgt werden, sondern lediglich einige typische Brucharten kurz beschrieben und durch Beispiele belegt werden. Im übrigen sei auf die geol. Kartenskizze (Taf. I) und die Profile (Taf. II) verwiesen.

Wir können im Untersuchungsgebiet folgende Bruchsysteme unterscheiden:

A) Querbrüche
B) Längsbrüche

A) Querbrüche:

Ihrer Entstehung nach, können wir bei den Querbrüchen drei verschiedene Arten unterscheiden:

a) Die senkrecht zur allgemeinen Streichrichtung verlaufenden Störungen, die das Axialgefälle begleiten und es unterstreichen. Die beiden typischen Vertreter dieser Art (E von Schwanden und im Ettisriederbach) wurden bei der Besprechung der einzelnen Falten schon erwähnt (p. 63).

b) Die häufig auftretenden, kleinen Brüche, welche die Schrattenkalk-Seewerkalkserie der grossen liegenden Faltenschenkel diagonal zerhacken. Sie bewirken damit eine Streckung der Faltenschenkel, sind aber oft auch noch mit dem Axialgefälle der Falten verknüpft. Besonders deutlich können sie im grossen Melchtal, an den beidseitig ansteigenden Verkehrtschenkeln der Falte II beobachtet werden (Prof. 3 und 4).

c) Die meist etwas schräg zur allgemeinen Streichrichtung. WNW-ESE verlaufenden Querstörungen in der kleinen Falte IIIa innerhalb der Schafbergmulde. Sie können mit der disharmonischen Faltung in dieser Mulde d. h. mit dem plötzlichen Auftreten und ebenso schnellen Verschwinden der kleinen Zwischenfalte IIIa in Beziehung gebracht werden. Dafür spricht z. B., dass an einigen Stellen links und rechts der Brüche ganz verschiedener tektonischer Bau festgestellt werden kann.

B) Längsbrüche:

Auch bei den Längsbrüchen müssen wir zwei verschiedene Arten unterscheiden:

a) Die Scheitelbrüche und Überschiebungen.

Die meisten Scheitelbrüche in den Falten des Untersuchungsgebiets wachsen sich zu grösseren und kleinern Überschiebungen aus. Die wichtigsten Vertreter dieser Art wurden schon bei der Beschreibung der einzelnen Falten erwähnt

(p. 63). Ein kleiner Scheitelbruch scheint ausserdem die Falte Ia (Gr. Melchaa, S Ranft) zu durchziehen (Prof. 3).

b) Die Längsbrüche der Mulden.

Dazu zählen wir die nahezu parallel zur allgemeinen Streichrichtung verlaufenden Staffelungsbrüche der Mulde zwischen Falte II/IIa und III. Sie sind auf stärkeren Vorschub der untern Falte zurückzuführen, wobei die Mulde nach oben gepresst und an Brüchen gestaffelt wurde. Sie zeigen also eine ganz ähnliche Wirkung wie die Querbrüche im Schrattenkalk, nämlich eine Streckung der Faltenschenkel. Wahrscheinlich sind sie erst in einer Schlussphase der Faltung entstanden, da sie die fertig vorgebildeten Mulden quer durchsetzen. Dies ist sehr deutlich ob Teufischlucht-Müllernschwand sichtbar (Prof. 4), aber auch weiter südwestlich z. B. bei Hölletsebnet (Prof. 8).

Im Untersuchungsgebiet konnten keine Anzeichen gefunden werden für Brüche, die älter als die Faltung sind.

2. Die Wangschichten von Obstocken-Kl. Melchtal.

Die Wangschichten zwischen Obstocken und dem Kl. Melchtal liegen an der Stirne von Falte IIa. Wie aus den Profilen (Taf. II, Prof. 10—12) ersichtlich ist, zeigen sie aber eine, von jener recht unabhängigen Tektonik, deren Deutung erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Zimmermann (Lit. 62, p. 31) betrachtete das Ganze als eine Schuppenmasse, bestehend aus mächtigen, von den obern Falten abgerutschten Wangpaketen. Für eine solche Deutung liegen jedoch keine sicheren Beweise vor, z. B. in Form eines, zwischen zwei Wangpakete eingeschuppten Lithothamnienkalkes. Der ganze komplizierte Bau lässt sich ebensogut auf disharmonische intensive Verfaltung innerhalb der zur untersten Falte (IIa) gehörenden Wangschichten zurückführen, wie dies von uns in den Profilen 10—12 dargestellt wurde.

Im stratigraphischen Teil konnten anhand der verschiedenen Mächtigkeiten 3 Zonen von Wangschichten unterschieden werden (vgl. p. 22). Auf Grund ihrer verschiedenen Mächtigkeiten zeigen diese 3 Zonen auch eine etwas unterschiedliche Tektonik, auch scheinen sie durch Querbrüche voneinander getrennt zu sein.

1. In der **Zone der mächtigen Wangschichten** zwischen dem Kl. Melchtal und dem Zollhausbächlein herrscht ca. 40° NW Einfallen vor, wobei aber besonders in der Schlucht der Melchaa verschiedentlich untergeordnete Faltenwürfe und allgemein starke tektonische Zerrüttung festgestellt werden können. Der ganze Komplex von Wangschichten N des Talausgangs scheint durch einen nach NE streichenden Bruch vom übrigen gelöst und nach vorne gerutscht zu sein (vgl. Taf. I, Fig. 1). Dafür spricht vor allem auch die schon von Kaufmann (Lit. 33, p. 63) vermerkte, eigentümliche Lage verschiedener Lithothamnienkalke E der Parketterie von Giswil. Der Versuch einer tektonischen Deutung dieser Zone ist in Prof. 12 dargestellt.

2. Ob die **Zone der geringmächtigen Wangschichten** durch einen Querbruch von der 1. Zone getrennt ist, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, scheint uns aber wegen dem grossen Unterschied in der Ausbildung und im Aufbau der beiden Zonen, wahrscheinlich. Für den tektonischen Bau der 2. Zone sei auf das Detailprofil des Zollhausbächleins (Fig. 4, p. 23) verwiesen. Wie auch aus Prof. 11 ersichtlich ist, haben wir es hier mit zwei liegenden Falten zu tun, von denen die obere eine Scheitelstörung aufweist.

3. Der Aufbau der **Zone mit mittlerer Wangmächtigkeit** ist wiederum unsicher. In dieser Zone ist ein starkes axiales Einfallen gegen SW zu konstatieren. Die Wangschichten verschwinden immer mehr unter den Lithothamnienkalken, welche ihrerseits unter die „Stadschiefer" tauchen. Ein direkter Zusammenhang mit den Wangschichten der 2. Zone ist deshalb nicht möglich. Wir müssen zwischen den beiden Zonen eine Querstörung annehmen. Der Versuch einer tektonischen Deutung dieser Zone ist, in Anlehnung an die andern Zonen, auf Prof. 10 dargestellt worden.

Über die möglichen Ursachen, die zu einer so selbständigen und teilweise intensiven Verfaltung der zu Falte IIa gehörigen Wangschichten zwischen Obstocken und Kl. Melchtal führten, kann folgendes ausgesagt werden:

Das plötzliche Auftreten einer so mächtigen, harten Kalkmasse als Muldenfüllung, anstelle der plastischen Amdenerschichten weiter im NE (vgl. p. 24), musste notgedrungen zu einer Auffaltung im Muldeninnern führen. Dabei ergaben sich Verhältnisse, wie wir sie von Falte IIIa in der Schafbergmulde kennen (vgl. p. 65). Auch das Querbruchsystem der Falte IIIa findet eine gewisse Parallele in den NW-SE verlaufenden Störungen von Obstocken, da wir diese wie jenes auf die raschen Wechsel in Mächtigkeit und Tektonik zurückführen können.

3. Die Nummulitenkalk-Schuppenzone von Sachseln-Kerns.

Die Problemstellung brachte es im vorliegenden Falle mit sich, dass die Tektonik der Schuppenzone im weitgehendem Masse schon im stratigraphischen Teil behandelt werden musste (vgl. p. 39). Anhand der faziellen Verhältnisse konnte dort gezeigt werden, dass sowohl die Schuppenzone von Sachseln-Flüeli als auch diejenige von Kerns-Wisserlen als lokale Verschuppung im S-Schenkel des Hohbruckgewölbes aufgefasst werden müssen. Die einzelnen Schuppen bestehen deshalb immer aus den gleichen Elementen (vgl. Fig. 9, p. 40): Amdenerschichten, Grünsand + Nummulitenkalk, Pectinitenschiefer und eventuell noch Quarzsandstein + Stadschiefer. Ausser im Einschnitt der Gr. Melchaa (Taf. II, Fig. 2) können im allgemeinen nur der Nummulitenkalk und die zugehörigen Pectinitenschiefer beobachtet werden. Seltener sind noch die unterlagernden Amdenerschichten aufgeschlossen, ganz selten auch mitverschuppter Flysch (vgl. p. 71).

Es ist nun noch unsere Aufgabe, den tektonischen Aufbau der Schuppenzonen im einzelnen und die Gründe für den Schuppenbau und die Lage der einzelnen Zonen als Ganzes zu betrachten.

a) Der Aufbau der Schuppenzonen:

Betrachten wir anhand der Profile (Taf. II, Fig. 1) und der Detailkarte der Gr. Melchaa-Schlucht E von Flüeli (Taf. II, Fig. 2) den Aufbau der Schuppenzonen, so stellen wir folgendes fest:

In der Gegend von Flüeli–Sachseln können wir 4—5 grosse Schuppen unterscheiden. Sie werden von uns von NW nach SE mit den Ziffern I—V bezeichnet. Besonders deutlich sind sie am l. U.*) der Melchaa-Schlucht aufgeschlossen (vgl. Taf. II, Fig. 2). An dieser Stelle kommt aber auch zum Ausdruck, wie schwierig sich eine Parallelisierung der Schuppen schon auf kurze Distanz erweist: Schuppe I lässt sich anhand ihrer faziellen Ausbildung leicht parallelisieren und auf weite Strecken (nach NE bis nach Halten) verfolgen, sogar wenn sie an Brüchen verschoben ist, wie dies z. B. in der Gr. Melchaa-Schlucht beobachtet werden kann. Schuppe II, am l. U. der Gr. Melchaa nur aus Nummulitenkalk und Pectiniten-

*) l. U. = linkes Ufer, r. U. = rechtes Ufer.

schiefern bestehend, kann am r. U. nicht mehr mit Sicherheit festgestellt werden. Die von uns dort mit II? bezeichneten Nummulitenkalke wurden nur auf Grund ihrer Lage als nächstfolgende Schuppe damit parallelisiert. Auch Schuppe III, am l. U. gut ausgeprägt, ist am r. U. nur unsicher zu erkennen (III?). Hingegen kann Schuppe IV sowohl in bezug auf Lage, wie Ausbildung an beiden Ufern gut erkannt werden. Am r. U. ist sie an einem nahezu N-S streichenden Querbruch verstellt. Die V. Schuppe, welche sich uns am l. U. der Melchaa als Mulde (=Fortsetzung der Mulde vom Flüeli) präsentiert, fehlt am r. U. vollständig. An ihrer Stelle befindet sich nur noch eine Schuppe von Pectiniten- und Stadschiefern. Zwischen dieser und Schuppe IV finden sich am r. U. ausserdem noch einige kleinere Nummulitenkalkrippen fraglicher Herkunft, sowie verschuppter Flysch (vgl. p. 71).

Wir sehen also, dass sich der Aufbau der Schuppenzone auf kürzeste Distanz ändern kann. Dies ist nicht weiter erstaunlich, da wir annehmen müssen, dass die einzelnen Schuppen nicht aus zusammenhängenden Platten, sondern schon primär aus linsenförmigen „Riffen" bestanden (vgl. p. 31). Unsere Numerierung und Parallelisierung der Schuppen von Sachseln bis Kerns (auch in Fig. 9, p. 40) darf deshalb nicht als ein Zusammenhängen „einheitlicher" Schuppen gedeutet werden, sondern soll lediglich den Versuch darstellen, die Schuppenzonen zu gliedern, und zwar anhand der faziellen Ausbildung sowie der Anordnung in N-S-Richtung der einzelnen Nummulitenkalke im ganzen Schuppengebäude.

Unter den Störungen, welche den Aufbau der Schuppenzonen komplizieren, fallen vor allem die ungefähr N-S verlaufenden Querbrüche und die horizontalen Staffelungsbrüche auf. Einen deutlichen Querbruch können wir z. B. in der Nummulitenkalkmulde bei Flüeli erkennen (links unten auf Taf. II, Fig. 2). Die beiden Muldenschenkel sind dort vom etwas gehobenen Muldenschluss (auf dem das Kirchlein Flüeli steht) abgetrennt. Letzterer ist etwas nach N vorgepresst worden. Ein weiterer Querbruch, in Schuppe IV am r. U. der Gr. Melchaa ist vorhin schon erwähnt worden. Auch hier ist der östliche Teil nach N gepresst worden. Die gleiche Beobachtung lässt sich aber auch häufig in der Gegend von Burgfluh, bei Kerns machen. Als Ursache für diese Querbrüche können wir ein Ausweichen auf einen nach N gerichteten Druck annehmen, wobei jeweils der östliche Teil der Schuppe vorgepresst oder wenigstens abgedreht wurde.

Ein entsprechendes Ausweichen auf einen nach N gerichteten Druck spiegelt sich in den horizontalen Staffelungsbrüchen. Diese können wiederum besonders deutlich in der Nummulitenkalkmulde am l. U. der Gr. Melchaa (bei V.) sowie am r. U. in Schuppe I festgestellt werden. Die steilstehenden Nummulitenkalke sind dort von horizontalen Brüchen durchzogen, an denen jeweils der obere Teil nach N vorgeschoben wurde.

Ausser den Brüchen komplizieren aber auch einige Mulden den Aufbau der Schuppenzonen. Das schönste Beispiel dafür, die steilstehende Synklinale bei Flüeli (vgl. Fig. 6, p. 33), wurde weiter oben schon erwähnt. Wir finden Muldenbildung aber auch bei Schuppe III ca. 200 m S der Lourdes-Kapelle) vgl. Taf. I, Fig. 1), NE von Halten bei Gisigen im Kernsergebiet, und auch die Burgfluh bei Kerns wird durch eine grosse, steilstehende Mulde gebildet, deren S-Schenkel allerdings zerbrochen und etwas versackt ist.

b) **Das Problem der Schuppenbildung als Ganzes:**

A. Buxtorf (Lit. 16, p. 684) erkannte als erster, dass die Repetition der Nummulitenkalk-Riffe von Sachseln–Flüeli durch sekundäre Störungen innerhalb des Eo-

caens des Südschenkels des Hohbruckgewölbes verursacht worden ist. Dass aber auch die Schuppenzone von Kerns samt den Schuppen von Wisserlen und Hinterfluh ursprünglich südlich des Hohbruckgewölbes lag, also ebenfalls als eine Verschuppung in dessen S-Schenkel zu deuten ist, wurde von uns im stratigraphischen Teil anhand fazieller Tatsachen dargelegt (vgl. p. 42). Die Nummulitenkalk-Riffe wurden nur infolge der Beweglichkeit der Oberkreide von ihrer Unterlage etwas ab- und zusammengeschürft, wie Leupold (Lit. 37, p. 282) schon richtig erkannt hat. Diese erste Schuppenbildung wird zu Beginn der Faltung der helvetischen Decke (Drusberg-Decke) angelegt worden sein.

Die schon leicht verschuppten Nummulitenkalke wurden dann wahrscheinlich bei der Überschiebung von Obereocaen-Flysch und Schlierenflysch erneut zusammengestaucht und teilweise nach N mitgerissen (z. B. Schürflinge im Flysch der Schlierenunterlage, vgl. p. 55). Vor allem aber wird dann die Masse der Klippen-Decke bei ihrer Verfrachtung nach N die Nummulitenkalk-Schollen an ihrer Basis mitgenommen und nach vorn gepresst haben (vermutliche Entstehung der Querbrüche, vgl. p. 68) (vgl. auch Lit. 57, p. 178). Ob aber damals, beim Vorbranden der Schuppen von Hinterfluh und Kerns, das Hohbruckgewölbe (I) schon als störendes Hindernis vorhanden war oder ob es erst nachträglich, bei einer späteren Faltungsphase aufgewölbt wurde, ist kaum mehr zu entscheiden. Diese letztere Möglichkeit darf jedoch nicht ausser acht gelassen werden, obwohl wir nach den obigen Darlegungen annehmen müssen, dass eine erste Anlage der helvetischen Decken schon vorhanden war, bevor die Obwaldner Flyschmasse überschoben wurde.

II. **Die Bürgenstock-Decke.**

Für den tektonischen Überblick über das gesamte Gebiet von Bürgenstock und Muetterschwandenberg sei auf die ausführlichen Darstellungen von Buxtorf verwiesen (Lit. 15, p. 10).

In unser Untersuchungsgebiet reichen nur die südwestlichsten Ausläufer der Bürgenstock-Decke:

a) Die zum Muetterschwandenberg gehörenden Tertiärschichten bei Voribach–Wolfgrube und

b) das kleine Gewölbe von Ramersberg–Landenberg.

1. **Die Gegend von Voribach-Wolfgrube.**

Wie aus den Profilen zu Vierwaldstätterseekarte (Lit. 64) ersichtlich ist, taucht das Muetterschwandenberggewölbe gegen SW rasch ab. Ausserdem verschwindet sein N-Schenkel mehr und mehr. Einerseits ist er an Brüchen abgesunken, andrerseits der Erosion zum Opfer gefallen. In der Gegend von Sarnen können wir nur das Abtauchen des S-Schenkels des Gewölbes unter die Alluvionen der Sarner-Aa feststellen (vgl. Prof. 1 und 2, Taf. II, Fig. 1). Dieser S-Schenkel besteht in unserem Untersuchungsgebiet aus einer leicht nach SE einfallenden Platte von Nummulitenkalk und Assilinengrünsand, welche auf Amdenerschichten aufruht, und überlagert wird von Pectinitenschiefern, Quarzsandstein und Stadschiefern. Die Platte ist, wie aus Profilen und Karte ersichtlich ist, von mehreren Längs- und Querbrüchen zerhackt. — Als letzten Ausläufer des Muetterschwandenberg-Gewölbes betrachten wir die Stadschiefer NW von Hohfluh am r. U. der Gr. Melchaa. Sie zeigen noch deutliches SE-Einfallen.

2. Das Gewölbe von Ramersberg-Landenberg.

Dieses kleine Gewölbe NW von Sarnen besteht aus Seewerkalk-Amdenerschichten-Grünsand + Nummulitenkalk, sowie Pectiniten- und Stadschiefern. Wie auf p. 30 dargelegt wurde, gehört sein Tertiär einer etwas nördlicheren Fazies an, als derjenigen des Muetterschwandenberges. Es ist deshalb möglich, dass es nicht direkt mit letzterem in Verbindung steht, sondern als unabhängiges, nördliches Element der Bürgenstock-Decke aufzufassen wäre, wie es am Bürgenstock selber, etwa dem Uertewaldgewölbe entsprechen würde (vgl. Lit. 15, p. 42 und Profile). Sein Aufbau ist recht kompliziert und durch mannigfache Brüche gestört. Während es sich gegen E (Sarnen) noch als relativ einfaches Gewölbe mit Seewerkalkkern präsentiert, erscheint der W Teil an verschiedenen Verwerfungen gehoben, so dass bei Fluh WNW vom Landenberg im Gebiet des tertiären Mantels nochmals ganz unerwartet Seewerkalk auftaucht.

III. Die Obwaldner Flyschmasse.

Wie aus dem stratigraphischen Teil ersichtlich ist, können wir in der Obwaldner Flyschmasse des Untersuchungsgebietes zwei Glieder unterscheiden:

2. den obercretacisch-untereocaenen Schlierenflysch
1. den obereocaenen Flysch

Es sei kurz vorausgeschickt, dass unsere Untersuchungen keine neuen Daten zur Frage der Einordnung dieser zwei Flyschstockwerke in das Deckengebäude ergaben. Bisher wurden sie folgendermassen eingeordnet: Arbenz (Lit. 25, p. 116) und Cadisch (Lit. 20) stellten 1934 noch die gesamte Obwaldner Flyschmasse ins Ultrahelvetikum. Leupold (Lit. 37, p. 283) bezeichnete nun neulich (1942) diese Benennung als unzweckmässig. Er schlug vielmehr eine Gliederung vor, in eine nordpenninische Flyschdecke, zu welcher der Schlierenflysch gehört und eine hochhelvetische oder südhelvetische Flyschdecke, zu welcher wir den Obereocaen-Flysch in unserem Untersuchungsgebiet zu zählen hätten.

1. Der obereocaene Flysch.

Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt, betrachten wir sämtliche Vorkommen von obereocaenem Flysch im Untersuchungsgebiet als einer Einheit angehörig. Diese ist aber tektonisch in verschiedene Teile zerlegt worden, nämlich in:

a) die Sachsler Flyschmulde
b) Flysch verschuppt mit den Nummulitenkalken der Zone Sachseln-Kerns
c) Flysch als Unterlage des Schlierenflyschs.

a) Die Sachsler Flyschmulde:

Als „Sachsler Mulde" bezeichnen wir die Zone von obereocaenem Flysch, die sich, eingelagert in die Amdenerschichten der Mulde zwischen Falte I und II der Drusberg-Decke, vom Rüfibach im NE bis in die Bäche ob Eiwil, im SW des Untersuchungsgebietes erstreckt. Betrachten wir anhand der Profilserie (Taf. II, Fig. 1) ihren Aufbau im einzelnen, so können wir folgendes feststellen:

Im Rüfibach (Prof. 1, bei Hostatt) finden wir zwischen K. 910 und K. 965 eine Zone von echtem Wildflysch und bei K. 1010 wild zerknetete Fleckenmergel in die Amdenerschichten eingelagert. Diese beiden Vorkommen betrachten wir als die

nordöstlichsten Ausläufer der „Sachsler Mulde“[25]). Der Muldencharakter ist allerdings hier nicht feststellbar, ebensowenig in der Gr. Melchaa (Prof. 3), wo wir in den schlechten Aufschlüssen nur Wildflyschgesteine erkennen können. Der Muldenkern, bestehend aus „Fleckenmergeln- und Sandsteinen“ (vgl. p. 53) fehlt also hier im NE. Erst im Dorfbach (Prof. 6) tritt der Muldenbau der Sachsler Flyschzone deutlich zutage. Wie wir aus den Detail-Profilen (Fig. 10, p. 47) ersehen, folgt im N und S auf die tektonische Grenze gegen die Amdenerschichten der grossen Mulde zwischen Falte I und II je eine Zone mit stark zerknetetem Wildflysch. Dieser wird dann im Innern der Flyschmulde durch etwas ruhiger gelagerte Sedimente (in diesem Falle Sandsteine) abgelöst. Die Sandsteine werden weiter gegen SW (Ettisriederbach und folgende Bäche, Prof. 8, 9) immer mehr durch Fleckenmergel verdrängt, wobei vom Wiedenbach an auch der typische Muldencharakter wieder verloren geht: die nördliche oder südliche Wildflyschzone kann fehlen, die Fleckenmergel überwiegen. Im kleinen Bächlein, das unmittelbar an den Wangflühen vorbei, von Obstocken herab fliesst, stehen zwischen K. 590 und 610 nochmals einige Fleckenmergel an. Diese können als südwestlichster Ausläufer der Sachsler Mulde angesehen werden. Von da an streicht sie in die Luft aus, d. h. sie fehlt vor dem Wanggebiet von Obstocken-Rudenz. Hingegen kann die Wildflyschzone im Altibach SW Giswil, welche nach den Profilen von Vonderschmitt (Lit. 59) zwischen die Stadschiefer der Drusberg-Deckenstirne und die Schlierenflyschmasse eingepresst erscheint, als ihre westliche Fortsetzung betrachtet werden.

b) **Obereocaenflysch verschuppt mit den Nummulitenkalken der Zone Sachseln-Kerns.**

Wir können folgende Vorkommen feststellen:

1. Fleckenmergel an der Basis einer Nummulitenkalk-Schuppe: Zwei kleine Aufschlüsse a) bei Klusen (Koord. 665,09/195,37) am N Ende des dortigen Nummulitenkalk-Riffs, und b) im Wissenbächli (N-Ast) bei K. 550 am SE Ende von Schuppe I (Koord. 661,9/191,47).

2. Wildflysch eingeschuppt in Amdenerschichten an der Basis eines Nummulitenkalk-Zuges: Ein ca. 10 m mächtiger Aufschluss im Wissenbächli (N-Ast) bei K. 620, W des Riffes bei der Lourdes Kapelle.

3. Wildflysch eingeschuppt zwischen Pectiniten- und Stadschiefer im Hangenden einer Nummulitenkalk-Schuppe: a) ein Aufschluss von ca. 10 m Länge im Herrenboden am Unterlauf des Rüfibaches bei K. 650, im Hangenden der Schuppe IV und b) ein grösseres, aber schlecht aufgeschlossenes Vorkommen in der Gr. Melchaa W Zuben, ebenfalls im Hangenden der Schuppe IV (vgl. auch Lit. 16, p. 683).

4. Sandstein und Wildflysch eingeschuppt in amdenerartige Mergel im Rüfibach bei K. 850 am r. U. Ob die dort anstehende 4—5 m mächtige Sandsteinbank mit der darüberliegenden ca. 10 m mächtigen Zone von Wildflysch, auch noch zu den Flyschvorkommen der Schuppenzone zu rechnen sei, ist unsicher. Eine solche Eingliederung scheint uns allerdings wahrscheinlicher, als eine Zuweisung zur Sachsler Mulde. Sie liegt nämlich keine 100 m über einem Nummulitenkalk der

[25]) Von den beiden untern, im Profil eingezeichneten Flyschvorkommen im Rüfibach, stellen wir dasjenige bei K. 850 in die Schuppenzone Sachseln–Kerns (vgl. p. 71). Den Flyschschutt zwischen K. 780 und 795 müssen wir, wie die weiter NE daran anschliessenden Vorkommen schon zum Flysch der Klippenunterlage zählen.

Schuppe V (vgl. p. 42), ist hingegen durch mehr als 300 m Amdenerschichten von der Flysch-Mulde getrennt.

Wir stellen also eine intensive Verschuppung von obereocaenem Flysch mit den Nummulitenkalkschuppen fest. Aus der so sehr wechselnden Lage der Flyschvorkommen, bald im Hangenden, bald im Liegenden der einzelnen Nummulitenkalkschuppe, können wir schliessen, dass die Flysch-Decke schon vor der intensivsten Schuppung den tertiären Mantel des Hohbruckgewölbes bedeckt haben muss. Auf die Ursachen, die zu einer so intensiven Verschuppung führen konnten, wurde weiter oben schon hingewiesen (vgl. p. 69).

c) **Obereocaenflysch als Unterlage des Schlierenflyschs:**

Die obereocaene Flyschzone, welche die Schlierenflyschmasse unterlagert, sollte, damit ihre Probleme ganz abgeklärt werden können, gesamthaft bearbeitet werden. Unser Untersuchungsgebiet umfasst nur einige wenige Vorkommen, welche im folgenden kurz beschrieben sein sollen:

Im Steinhaltenbach nördlich des Gewölbes von Ramersberg finden wir von unten nach oben folgende Anordnung der Aufschlüsse: Am Talausgang bei K. 500 stehen noch Stadschiefer an, die zum obgenannten Gewölbe gehören. Unmittelbar darüber folgen helle Fleckenmergel. Diese halten an bis K. 625. Sie sind aber oft vermischt und verknetet mit Stadschiefern. Ausserdem finden wir darin die grossen Nummulitenkalk-Schürflinge eingelagert, welche wir, wie auf p. 55 dargelegt wurde, als aus der Schuppenzone Sachseln–Kerns mitgerissen, betrachten. Diese Zone von Fleckenmergeln mit Stadschiefern und Nummulitenkalkschürflingen entspricht Buxtorfs „Verknetungszone" (vgl. Lit. 19, p. 271). Sie wird im obern Teil des Steinhaltenbachs und seiner Zweigbäche abgelöst durch eine Zone von echtem Wildflysch mit Leimernkalken, Wangschichten usw. Wir stellen also im Vergleich mit der Sachsler Flyschmulde eine umgekehrte Lagerung fest, nämlich Fleckenmergel an der Basis, Wildflysch oben.

Das gleiche Bild bieten uns auch die Aufschlüsse im Bach, der von der Ramersberger-Allmend gegen Bitzighofen hinunter fliesst. Wie es sich mit der Fortsetzung dieser obereocaenen Flyschzone gegen NE verhält, wurde von uns nicht festgestellt, doch scheint uns ein Zusammenhang mit den bekannten Aufschlüssen von Obereocaen-Flysch im Schlierli NW von Kägiswil wahrscheinlich (vgl. Lit. 19).

Aber auch südwestlich des Ramersberggewölbes können wir entsprechende Lagerungsverhältnisse feststellen. Wir finden nämlich bei Kirchhofen im Blattibach (K. 510) nochmals Fleckenmergel verschuppt in den Stadschiefern des obgenannten Gewölbes; und weiter oben, beim Wiler-Steinbruch ein Vorkommen von Wildflysch. Dieser ist am besten aufgeschlossen im Hohlweg ca. 50 m N der Ausbeutungsstelle. Es ist dies der westlichste Aufschluss von Obereocaen-Flysch auf dieser Seeseite, doch darf man annehmen, dass er sich weiter nach SW zieht, verdeckt durch die versackten Sandsteinmassen und die grossen Moränen (vgl. Fig. 1, p. 5).

2. Der Schlierenflysch.

Ausgedehnte Moränenbedeckung, starke Verschuttung der Aufschlüsse und vor allem grosse Sackungen erschweren die Erkenntnis der tektonischen Verhältnisse.

Die wenigen stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen an sicher anstehenden Sandsteinverbänden, lassen aber folgende Schlüsse über ihre allgemeine Lage in der grossen Schlierenflyschmasse zu (vgl. Fig. 1, p. 5).

Wir befinden uns im ganzen Gebiet der Schwendi, vom Rappenwald im NE bis nach Gassen im SW, in der Region des leicht nach NW einfallenden, normalliegenden S-Schenkels einer Mulde. Zu diesem Muldenschenkel gehört auch die versackte Masse von Egg-Husen (vgl. p. 59). Der Muldenkern liegt schon ausserhalb (nordwestlich) des Untersuchungsgebietes in der Gegend von Palmatt-Kilchschwand, und die steilstehenden Schichten bei Schluchtegg wären als N-Schenkel dieser Mulde zu betrachten. Eine entsprechende Darstellung gab übrigens schon KAUFMANN in einem Profil durch den Schwändiberg (Lit. 33, Taf. 28, Fig. 3), nur war ihm die Deutung der versackten Masse von Egg-Husen noch unklar.

Auf weitere tektonische Einzelheiten soll hier nun nicht eingetreten werden, da sie nur im Zusammenhang mit einer tektonischen Darstellung der gesamten Schlierenflyschmasse gedeutet werden können.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die vorliegenden Untersuchungen umfassen die Stratigraphie und Tektonik von Drusberg-Decke, Bürgenstock-Decke und Obwaldner Flyschmasse im Gebiet des Sarnersees (NW Ecke des Siegfried-Blattes Sachseln).

A. STRATIGRAPHIE.

1. Drusberg-Decke.

Die im Untersuchungsgebiet vorhandene Schichtfolge von Hauterivien bis Priabonien gehört zum südlichen Ablagerungsraum der Drusberg-Decke.

Die Kreideserie zeichnet sich durch das Vorherrschen von Mergelfazies aus. Der Kieselkalk des Hauterivien zeigt noch normale Ausbildung, wie in den anschliessenden Gebieten. Er geht in einem schwach glaukonitischen Horizont (Altmannglaukonit) in die Drusbergschichten (Barrémien) über. Diese zeigen die übliche Mergelfazies und schliessen in ihrer grossen Mächtigkeit den ganzen untern Schrattenkalk, sowie Teile des obern, ein. Der eigentliche Schrattenkalk ist deshalb nur noch sehr geringmächtig und tritt im Relief nicht zutage. Steilwände werden vielmehr durch die hangenden Orbitolinenschichten (in kieselig-spätiger Ausbildung) geschaffen. Der Gault s. l. — unter welchem Begriff wir die Grüngesteine des obern Aptien und des Albien zusammenfassen — ist im S des Untersuchungsgebietes gut ausgebildet, im N stark reduziert. Es konnte eine Gliederung in Fossilhorizont des Luiterezug, Luitereschichten, Brisischichten und „Grüngesteine des Albien" vorgenommen werden. Die nur lokal auftretende untere Brisibreccie ist im Untersuchungsgebiet meistens gut ausgebildet. Grüngesteine des Albien finden sich nur im Kl. Melchtal. Sie können mit FICHTERS Concentricusschichten verglichen werden. Hingegen wurde die Lochwaldschicht von den letzteren abgetrennt, da sie durch *Globotruncana appeninica* und *renzi* als Cénomanien bestimmt werden konnte. Der Seewerkalk zeigt grosse Mächtigkeitsunterschiede zwischen N und S. Unterer (cenomaner) Seewerkalk kommt nur im N (Falte I) vor. Die Mächtigkeitsreduktion des obern (turonen) Seewerkalkes im S kann am ehesten durch die Anwesenheit eines submarinen Rückens erklärt werden. Auch das Vorkommen von „konglomeratischer" Seewerkalkfazies hängt wohl damit zusammen, ist aber auch mit submarinen Rutschungen in Beziehung zu bringen. In der obern Kreide (Santonien bis Mae-

strichtien) scheinen die mächtigen Amdenerschichten (im E) teilweise die langsam auskeilenden (nur im SW vorhandenen) Wangschichten seitlich zu vertreten. Doch ist das plötzliche Verschwinden der Wangschichten bei Obstocken ausserdem auf eocaene Abtragung und tektonische Verschürfung zurückzuführen.

Die Tertiärserie besteht aus Assilinengrünsand und Nummuliten-Lithothamnienkalk (Unteres Lutétien), Nummulitengrünsand und Pectinitenschiefern (Oberes Lutétien), Quarzsandstein (unbestimmten Alters) und Stadschiefern (Priabonien). Von N (Hohbruckgewölbe) nach S (Obstocken) ist ein Auskeilen des Assilinengrünsandes festzustellen, im Hohbruckgewölbe eine von W nach E immer tiefere greifende Transgression des Nummulitengrünsandes auf den Nummulitenkalk. Bei Obstocken transgredieren an einer Stelle vermutlich priabone Fleckenmergel auf Lithothamnienkalk und Wangschichten.

2. Bürgenstock-Decke.

Das Tertiär am Muetterschwandenberg und am Ramersberg (bei Sarnen) zeigt eine der Drusberg-Decke entsprechende Schichtfolge, unterscheidet sich aber von jener durch grössere Mächtigkeit und eine eigenartige, pectinitenschieferähnliche Fazies des Assilinengrünsandes. Dieser Unterschied ermöglichte eine eindeutige fazielle Abtrennung der Kernser Schuppenzone von der Bürgenstock-Decke und ihre Zuordnung zur Drusberg-Decke (S-Schenkel des Hohbruckgewölbes).

3. Obwaldner Flyschmasse.

Im Untersuchungsgebiet können wir unterscheiden, den obereocaenen Flysch bestehend aus Wildflysch an der Basis sowie Fleckenmergeln und Sandsteinen im Hangenden, und Schlierenflysch von obercretacisch-untereocaenem Alter. Im Obereocaenflysch der Sachsler-Mulde fanden sich mehrere Schürflinge von Wangschichten und Seewerkalk. Die verschürften Nummulitenkalke im Flysch der Schlierenunterlage stammen aus dem S-Schenkel des Hohbruckgewölbes.

B. TEKTONIK.

1. Bürgenstock-Decke.

Im Untersuchungsgebiet ist in der Gegend von Sarnen nur der flach nach SE einfallende S-Schenkel des Muetterschwandenberggewölbes vorhanden. Das Gewölbe am Ramersberg ist eine von jenem unabhängige, nördliche Falte der Bürgenstock-Decke.

2. Drusberg-Decke.

Die drei grossen Falten der Drusberg-Decke, die auf den Profilen zur Vierwaldstätterseekarte (Lit. 64) dargestellt sind, setzen sich im Untersuchungsgebiet fort: Falte I im Hohbruckgewölbe (vgl. Lit. 64, Prof. 9), Falte II und III in den Sachsler Bergen. Dazwischen treten lokal kleinere Zwischenfalten auf. Gegen SW wird die abtauchende Falte II durch eine solche Zwischenfalte (IIa) ersetzt. Im Gebiet von Maienbach–Mausalp liegt eine axiale Depression. Quer- und Längsbrüche sind häufig. Die Querbrüche unterstreichen das Axialgefälle oft stark; die Längsbrüche sind meist mit Überschiebungen verknüpft. Die Wangschichten bei Obstocken–Kl. Melchtal gehören alle zu Falte IIa, zeigen aber eine von dieser

unabhängige starke Verfaltung in sich. Die Nummulitenkalk-Schuppenzonen von Sachseln und von Kerns sind als verschuppter S-Schenkel des Hohbruckgewölbes (Falte I) aufzufassen. Die Schuppen von Kerns wurden durch nachträgliche tektonische Vorgänge in ihre heutige Lage verfrachtet.

3. Obwaldner Flyschmasse.

Über den helvetischen Decken folgt als erste, tektonisch höhere Flyschmasse, der Obereocaen-Flysch, als dessen Heimat wir die südlichen Teile der Drusberg-Decke annehmen dürfen. Er wurde auch mit jener zusammen verfaltet (Sachsler Flyschmulde) und verschuppt (Flyschvorkommen in der Nummulitenkalk-Schuppenzone). NW von Sarnen ruht darauf der tektonisch noch höhere Schlierenflysch. Dieser liegt verfaltet in der grossen Mulde zwischen Randkette und Drusbergdeckenstirne. Die Schichten im Untersuchungsgebiet gehören zum S-Schenkel einer Mulde und zeigen im Gebiet der Schwendi grössere Sackungserscheinungen.

Literaturverzeichnis.

1. Abrard, R.: Observations sur la faune de foraminifères de l'Eocène moyen du Bas-Adour. Bulletin Soc. géol. France 5e Serie, t. 14, 1944.
2. Arbenz, P.: Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 18, 1905.
3. — Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Vorläufige Notiz. Ecl. geol. Helv. Vol. 9, 1906.
4. — Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. Ecl. geol. Helv. Vol. 11, 1912.
5. — Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. Schweiz. Natf. Ges. 95. Jahresvers. Altdorf, II. Teil, 1912.
6. — Geologisches Stereogramm des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. Spezialkarte Nr. 55bis, herausgegeben von der Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges. 1913.
7. — Bericht über die Exkursion der Schweiz. geol. Ges. in die Obwaldner Alpen vom 10. bis 13. Sept. 1913. Ecl. geol. Helv. Vol. 12, 1913.
8. — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Festschrift Alb. Heim, Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 64, 1919.
9. d'Archiac, A.: Description des fossiles receuillis par M. Thorent, dans les couches a Nummulines des environs de Bayonne. Mém. soc. géol. France, 2e série, t. II, 1846.
10. Baltzer, A.: Der diluviale Aar- und Rhonegletscher. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1896.
11. Bolli, H.: Zur Stratigraphie der obern Kreide in den höhern helvetischen Decken. Ecl. geol. Helv. Vol. 37, 1944.
12. Boussac, J.: Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. servir à l'explic. de la carte géol. dét. de la France, 1912.
13. — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. servir à l'explic de la carte géol. dét. de la France, 1912.
14. Buxtorf, A.: Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. Bd. 60, 1908.
15. — Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Erl. z. geol. Karte Schweiz, 9, 1910.
16. — Zur Kenntnis der Eocänbildungen von Kerns–Sachseln (Kanton Obwalden). Ecl. geol. Helv. Vol. 12, 1913.
17. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette. Erl. z. geol. Karte Schweiz, 14, 1916.

18. Buxtorf, A.: Über die tektonische Stellung der Schlieren- und der Niesen-Flyschmasse. Verhandl. Natf. Ges. Basel, 29, 1918.
19. — Über das Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflyschs. Ecl. geol. Helv. Vol. 36, 1943.
20. Cadisch, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Zürich 1934.
21. Cayeux, L.: Les roches sédimentaires de France, Roches carbonatées. Paris 1935.
22. Fichter, H. J.: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 69, 1934.
23. Forrer, M.: Über den Flysch der östlichen Wildhausermulde (vorläufige Mitteilung). Ecl. geol. Helv. Vol. 39, 1946.
24. Ganz, E.: Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der obern helvetischen Decken in den nördlichen Schweizer Alpen. Neue Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 47, Abh. 1, 1912.
25. Geologischer Führer der Schweiz, herausgegeben von der Schweiz. Geol. Ges., Basel 1934.
26. Gümbel, C.W.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
27. Haus, H.: Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kanton Bern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 75, 1937.
28. Heim, Arn.: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 35, 1908.
29. — Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 20, 1910.
30. Jacob, Ch. et Tobler, A.: Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de l'Engelberger Aa. Mém. soc. paléont. suisse, 33, Nr. 5, 1906.
31. Jeannet, A.: Geologie der obern Sihltaler Alpen (Kanton Schwyz). Ber. Schwyz. Natf. Ges. 3, 1941.
32. Kaufmann, F. J.: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 11. Liefg., 1872.
33. — Emmen- und Schlierengegend nebst Umgebungen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 24. Liefg., 1886.
34. Kraus, E.: Über den Schweizer Flysch. Ecl. geol. Helv. Vol. 25, 1932.
35. — Über den ultrahelvetischen Kreideflysch. Ecl. geol. Helv. Vol. 28, 1935.
36. Leupold, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. geol. Helv. Vol. 26, 1932.
37. — Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. geol. Helv. Vol. 35, 1942.
38. — Das Alter des Wildflyschs. Verhandl. schweiz. Natf. Ges., Sitten 1942.
39. Liechti, P.: Über das Alter des ultrahelvetischen Flyschs südlich des Thunersees. Ecl. geol. Helv. Vol. 25, 1932.
40. Llueca, F. G.: Los Nummulitidos de España. Comision invest. paleont. y prehist. Mem. 36, 1929.
41. Lugeon, M. & Gagnebin, E.: Une ammonite cénomanienne dans le Flysch de la Breggia (Tessin meridional). Ecl. geol. Helv. Vol. 37, 1944.
42. Mollet, H.: Geologie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung (Kanton Luzern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 47, 1921.
43. Oster, W. A.: Pétrifications remarquables des Alpes Suisses. Synopsis des Echinodermes fossiles des Alpes Suisses. Genève 1865.
44. Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 2, Leipzig 1903.
45. Renz, O.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Ecl. geol. Helv. Vol. 29, 1936.
46. Ringwald, F.: Wirtschaft und Besiedlung des Kantons Obwalden. Diss. Zürich 1933.
47. Rozlozsnik, P.: Einleitung in das Studium der Nummuliten und Assilinen. Mitteil. Jahrb. Kgl. Ungar. geol. Anst. Bd. 26, 1927.
48. — Studien über Nummuliten. Geol. Hungarica. ser. paleont. Fasc. 2, Budapestini 1929.
49. Rutsch, R.: Die Gattung Tubulostium im Eocaen der Antillen. Ecl. geol. Helv. Vol. 32, 1939.

50. Schaub, H. P.: Geologie des Rawilgebietes. Ecl. geol. Helv. Vol. 29, 1936.
51. Schneeberger, W.: Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. Mitteil. Natf. Ges. Bern 1926.
52. Staeger, D.: Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern. Ecl. geol. Helv. Vol. 37, 1944.
53. Staub, R.: Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Ecl. geol. Helv. Vol. 31, 1938.
54. Thalmann, H. E.: Index to new genera, species and varieties of Foraminifera for the year 1945. Journ. of Pal., Vol. 21, Nr. 4, 1947.
55. Tobler, A.: Über Faziesunterschiede der untern Kreide in den nördlichen Schweizer Alpen. Neues Jahrb. f. Mineralogie Bd. II, Stuttgart 1899.
56. Tobler, A. und Buxtorf, A.: Bericht über die Exkursion der Schw. Geol. Ges. in die Klippenregion am Vierwaldstättersee. Ecl. geol. Helv. Vol. 9, 1906.
57. Tobler, A.: Alveolinenfunde im Eocaen der nördlichen Kalkalpen. Ecl. geol. Helv. Vol. 22, 1929.
58. Tschachtli, B. S.: Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes. Diss. Bern, 1941.
59. Vonderschmitt, L.: Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 50, 1923.
60. Vonderschmitt, L. und Schaub, H.: Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. Ecl. geol. Helv. Vol. 36, 1943.
61. Walter, H.: Bergbau und Bergbauversuche in der Urschweiz (in den fünf Orten). Der Geschichtsfreund. Mitteil. hist. Verein d. fünf Orte, Bd. 79, 1924.
62. Zimmermann, F.: Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee und in den angrenzenden Gebieten. Diss. Bern, 1936.

Geologische Karten.

63. Arbenz, P.: Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50000, Spezialkarte Nr. 55, herausgegeben von der Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges. 1911.
64. Buxtorf, A., Tobler, A., Niethammer, G. usw. Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1:50000, Spezialkarte Nr. 66a (Karte) und 66b (Profile), herausgegeben von der Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges. 1913—15.
65. Kaufmann, F. J., Baltzer, A. und Moesch, C.: Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Blatt XIII (Interlaken–Sarnen–Stanz), herausgegeben von der Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges. 1887

Manuskript eingereicht am 24. März 1948.

Curriculum vitae.

Ich, Paul Felix Bentz, von Basel, wurde am 8. Oktober 1922 in Basel als Sohn des Louis Bentz, Sekretär an der Vormundschaftsbehörde, und seiner Ehefrau, Berthy geb. Müller, geboren. Mein Vater starb noch im gleichen Jahre. In meiner Heimatstadt besuchte ich die Primarschule, die untern Klassen des Real-Gymnasiums und die Kant. Handelsschule, welche ich im Frühjahr 1942 mit der Maturität abschloss. Darauf immatrikulierte ich mich an der Universität Basel zum Studium der Naturwissenschaften, im besondern der Geologie. Im Sommer 1945 begann ich unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt die vorliegende Arbeit. Das Sommersemester 1946 verbrachte ich an der Universität Caen (Normandie) bei Prof. L. Dangeard. Seit dem Sommer 1947 bin ich als Assistent im Geologischen Institut Basel tätig.

Während meines Studiums besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren und Dozenten: Bearth, Buxtorf, Cadisch, Erlenmeyer, Handschin, Huber, Jaeger, Portmann, Reichel, Reinhard, Ruggli, Schüepp, Senn, Vischer, Vonderschmitt und Wenk.

Felix Bentz

Tafel I, Fig. 1

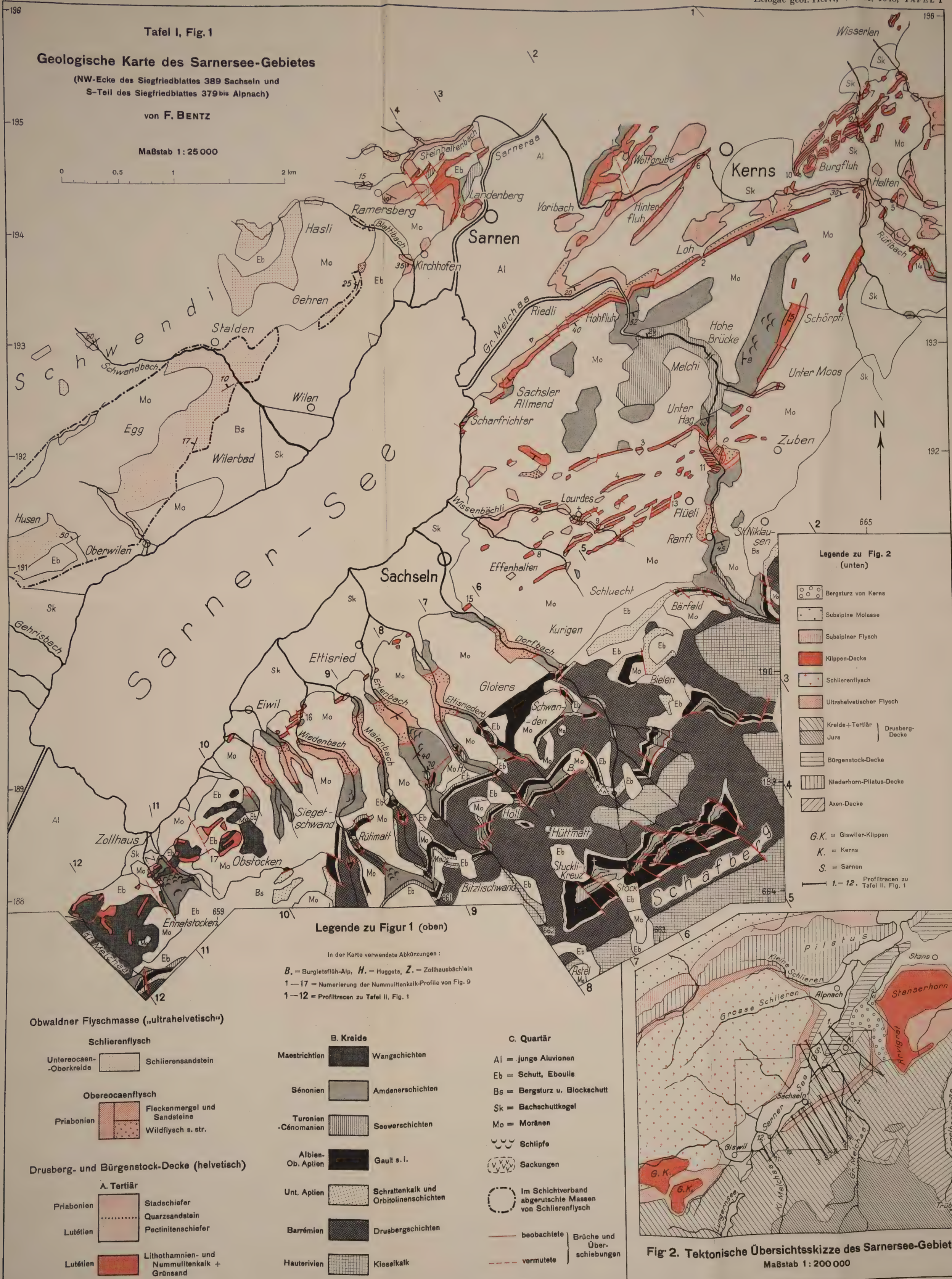
Geologische Karte des Sarnersee-Gebietes

(NW-Ecke des Siegfriedblattes 389 Sachseln und
S-Teil des Siegfriedblattes 379 bis Alpnach)

von **F. BENTZ**

Maßstab 1 : 25 000

0 0,5 1 2 km



Legende zu Figur 1 (oben)

In der Karte verwendete Abkürzungen:

B. = Burgletefluh-Alp, *H.* = Huggete, *Z.* = Zollhausbächlein

1—17 = Numerierung der Nummulitenkalk-Profile von Fig. 9

1—12 = Profiltracen zu Tafel II, Fig. 1

Obwaldner Flyschmasse („ultrahelvetisch")

Schlierenflysch

Untereocaen-Oberkreide — Schlierensandstein

Obereocaenflysch

Priabonien — Fleckenmergel und Sandsteine; Wildflysch s. str.

Drusberg- und Bürgenstock-Decke (helvetisch)

A. Tertiär

Priabonien — Stadschiefer; Quarzsandstein

Lutétien — Pectinitenschiefer

Lutétien — Lithothamnien- und Nummulitenkalk + Grünsand

B. Kreide

Maestrichtien — Wangschichten

Sénonien — Amdenerschichten

Turonien-Cénomanien — Seewerschichten

Albien-Ob. Aptien — Gault s. l.

Unt. Aptien — Schrattenkalk und Orbitolinenschichten

Barrémien — Drusbergschichten

Hauterivien — Kieselkalk

C. Quartär

Al = junge Aluvionen

Eb = Schutt, Eboulis

Bs = Bergsturz u. Blockschutt

Sk = Bachschuttkegel

Mo = Moränen

Schlipfe

Sackungen

Im Schichtverband abgerutschte Massen von Schlierenflysch

beobachtete — Brüche und Überschiebungen

vermutete — Brüche und Überschiebungen

Fig. 2. Tektonische Übersichtsskizze des Sarnersee-Gebietes

Maßstab 1 : 200 000

WASSERMANN A.G., BASEL

NW SE

Tafel II, Fig. 1

Geologische Profile durch das Sarnersee-Gebiet

von F. BENTZ

Maßstab 1 : 25 000

0 0,5 1 2 km

(Profiltracen siehe Tafel I, Fig. 2)

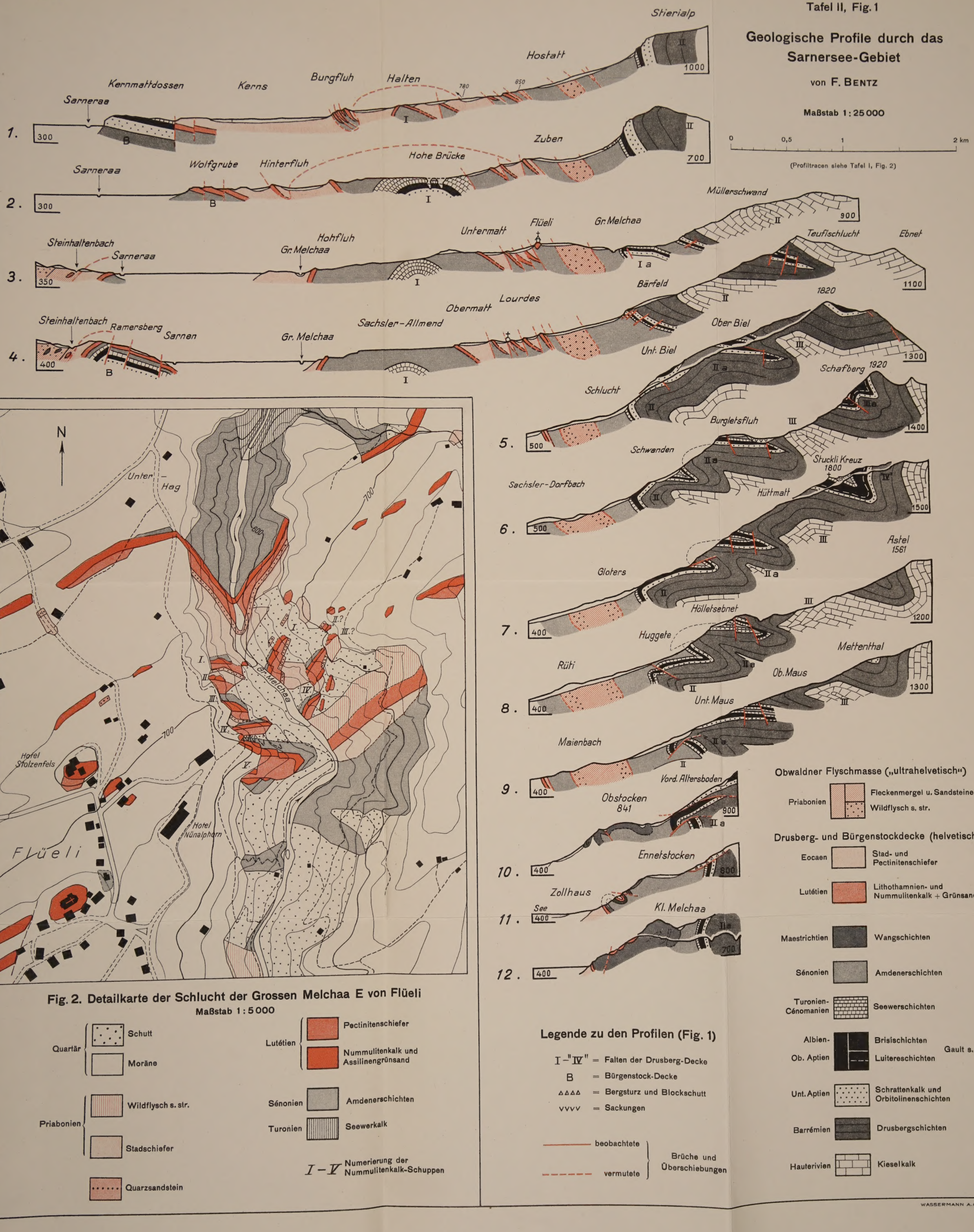


Fig. 2. Detailkarte der Schlucht der Grossen Melchaa E von Flüeli

Maßstab 1 : 5 000

- Quartär: Schutt; Moräne
- Priabonien: Wildflysch s. str.; Stadschiefer
- Quarzsandstein
- Lutétien: Pectinitenschiefer; Nummulitenkalk und Assilinengrünsand
- Sénonien: Amdenerschichten
- Turonien: Seewerkalk
- I–V Numerierung der Nummulitenkalk-Schuppen

Legende zu den Profilen (Fig. 1)

- I–"IV" = Falten der Drusberg-Decke
- B = Bürgenstock-Decke
- ΔΔΔΔ = Bergsturz und Blockschutt
- vvvv = Sackungen
- Brüche und Überschiebungen: beobachtete; vermutete

- Obwaldner Flyschmasse („ultrahelvetisch"): Priabonien: Fleckenmergel u. Sandsteine; Wildflysch s. str.
- Drusberg- und Bürgenstockdecke (helvetisch): Eocaen: Stad- und Pectinitenschiefer; Lutétien: Lithothamnien- und Nummulitenkalk + Grünsand; Maestrichtien: Wangschichten; Sénonien: Amdenerschichten; Turonien-Cénomanien: Seewerschichten; Albien-Ob. Aptien: Brisischichten, Luitereschichten (Gault s. l.); Unt. Aptien: Schrattenkalk und Orbitolinenschichten; Barrémien: Drusbergschichten; Hauterivien: Kieselkalk

WASSERMANN A.G. BASEL